

岩石鉱物鉱床学会誌

第45巻 第2号

昭和36年(1961)2月5日

研 究 報 文

岩手県豊口鉱山における二酸化マンガン鉱物の漸移関係について.....	{ 南 部 松 夫 谷 田 勝 俊
轟石の加熱変化について.....	岡 田 広 吉
那須火山帯の早期玄武岩類.....	青 木 謙一郎
阿武地区アルカリ玄武岩類中の普通輝石斑晶.....	応 地 善 雄
豊嶺鉱山産蠟石にみられる「虎石」および「目玉石」の鉱物組成について.....	天 藤 森 雄

会 報

昭和35年度総会並びに特別講演会記事, 評議員会記事, 会則, 会誌月刊に伴う会費の改正並びに納入について

抄 録

鉱物学及び結晶学	Mcgovernite の結晶学	他2件
岩石学及び火山学	火山灰流	他5件
金 属 鉱 床 学	New South Wales, Emmaville 地方の Hall's Grampians における錫石鉱化作用	他2件
石 油 鉱 床 学	時代を異にする2つの油層に関連する Surani 背斜	他4件
窯 業 鉱 物	急冷法による氷晶石-アルミナ状態図の作製	

東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室内

日本岩石鉱物鉱床学会

日本岩石鉱物鉱床学会会則

総 則

- 第1条 本会は日本岩石鉱物鉱床学会と称する。
- 第2条 本会は鉱物学、岩石学、鉱床学及びこれらと関係の深い科学の進歩を助け、普及をはかることを目的とする。
- 第3条 本会は事務所を東北大学理学部内におく。
- 第4条 本会は第2条の目的を達するため、次の事業を行なう。
- (1) 岩石鉱物鉱床学会誌の発行
 - (2) 講演会その他学術に関する集会の開催
 - (3) その他必要なこと

会 員

- 第5条 本会々員は正会員、名誉会員、特別会員及び購読会員とする。正会員は評議員会で入会を承認されたものとし、名誉会員は鉱物学、岩石学及び鉱床学について、顕著な功績のあつたものを評議員会が推薦し、総会の決議により決定される。特別会員は本会の主旨に賛成し、これを援助しようとする個人または団体で、評議員会で推薦されたものとする。購読会員は会誌の定期購読のみを希望するものとする。
- 第6条 正会員として入会を希望のものは正会員2名の推薦をそえて申込みものとする。
- 第7条 退会を希望のものは会費を完納の上、本会に申出ることとする。
- 第8条 会費を滞納したものは評議員会の決議によつて除名されることがある。

会 費

- 第9条 本会の経費には会費及び寄附金等をあてる。
- 第10条 正会員の会費は年額1000円、購読会員の会費は1800円とし、これを前納しなければならない。名誉会員は会費の納入を要しない。特別会員の会費は年額1口5.000円とする。

役 員

- 第11条 本会に会長1名及び評議員30名をおき、評議員のうち5名を常任評議員とする。
- 第12条 会長は本会を代表し、会務を掌理し、総会、評議員会及び常任評議員会を召集しその議長となる。
- 第13条 評議員は評議員会を組織する。
- 第14条 常任評議員は常任評議員会を組織する。
- 第15条 会長及び評議員は正会員中より互選される。常任評議員は評議員中より互選される。
- 第16条 会長事故あるときは、常任評議員のうちの1名がその職務を代行する。
- 第17条 会長及び評議員の任期は2年とし、評議員はその半数を毎年改選する。常任評議員としての任期は1年とする。

運 営

- 第18条 総会は毎年1回これを開催し、本会の基本方針を決定する。総会は正会員の10
(表紙3頁に続く)

研究報文

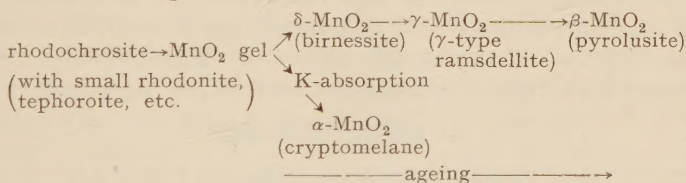
岩手県豊口鉱山における二酸化マンガン鉱物の漸移関係について*

On the progressive alteration of manganese dioxide minerals in the Toyoguchi Mine, Iwate Prefecture

南部 松 夫 (Matsuo Nambu)**

谷 田 勝 俊 (Katsutoshi Tanida)**

Abstract: The bedded manganese deposits of Toyoguchi occur in the black banded chart of Palaeozoic age. The alteration process by weathering of the ore deposits composed mainly of rhodochrosite with a small quantity of rhodonite, tephroite, haumanite, mangan calcite and penwithite can be expressed by the following schema :



1. ま え が き

人工 MnO_2 には α -, β -, γ -, δ - MnO_2 の4種の同質異像体が知られ、これらはすべて天然に鉱物として産し、それぞれクリプトメレーン鉱、パイロルース鉱、ラムスデル鉱、バーネス鉱と呼ばれている。人工 MnO_2 は以上の外に ρ -, ε - MnO_2 等が報告され、また鉱物として Nsuta-MnO_2 ¹⁾ 等が記載されているが、これらの性状にはなお不明の点が多く、今後の再検討を要するものと思われる。

人工 MnO_2 の同質異像間の漸移関係に関する研究は甚だ多く²⁻⁹⁾、枚挙に遑がない程

* 東北大学選鉱製錬研究所報告第336号、日本鉱物学会昭和35年度年会で一部講演。

** 東北大学選鉱製錬研究所

- 1) Sorem, R.K. and Cameron, E. N., Econ. Geol., **55**, 278~310, 1960.
- 2) Cole, W. F., Wadsley, A. D. and Walkley, A., Trans. Electrochem. Soc., **92**, 133~158, 1947.
- 3) Kulp, J. and Pereeti, J.N., Min., Mag., **29**, 239~251, 1950.
- 4) Wadsley, A.D., Am. Min., **35**, 485~499, 1950.
- 5) Mc Murdie, H.F. and Golovoto, E., J. Nat. Bur. Stand., **41**, 589~600, 1948.
- 6) Klingsberg, C. and Roy, R., Am. Min., **44**, 819~838, 1959.
- 7) 松野四郎, 電気化学, **11**, 315~320, 1943.
- 8) Neumann, K. and Fink, W., Z. Electrochem., **62**, 114~122, 1958.
- 9) 福田雅太郎, Nat. Tech. Rep., **4**, 1~10, 1958.

である。とくに、 MnO_2 の結晶構造と電池性能との間には密接不可分の関係にあることから、電気化学の分野における研究は活発で、これまで膨大なデータが集積されて来たが、一定の結論を得るまでにはほど遠いように見受けられる。

これに反し二酸化マンガン鉱物間の天然における漸移関係は経済的に重要な意味を持ち、かつ鉱床学にも、また鉱物学的にも極めて興味ある問題であるにも拘らず、これまで研究が殆んど行なわれていない。この主な理由は二酸化マンガン鉱物は単独で産することは殆んどなく、通常数種類が密雑して産し、しかも肉眼的に二酸化マンガン鉱物を同定することは殆んど不可能で、専らX線検査に頼らざるを得ないことにあると思われる。

天然における二酸化マンガン鉱物の二次的变化は一般には常温、常圧の下で、酸素、炭酸ガスおよびその他種々の物質を溶解している地表水または地下水の影響下で行われる。他方、人工 MnO_2 の相変化および平衡関係の実験は比較的簡単な雰囲気（気体または液体）の下で、数 100 度まで加熱して行なわれている。したがって、かゝる実験結果が、天然における漸移関係を説明しうるか否かについては、さらにくわしい研究が必要であらう。

筆者等は数年来、主として東北地方のマンガン鉱床の研究に従事して来たが、マンガン初成鉱物の二次的变化や二酸化マンガン鉱物の漸移関係についても細心の注意を払い、さきに、菱マンガン鉱の酸化様式の一例として山都鉱山¹⁾ の場合について記載した。その後、表記鉱山において α より δ に亘る 4 種の二酸化マンガン鉱物間の漸移関係を示す得難い産状を観察することが出来たのでこの概要と 2, 3 の考察について述べることにする。

2. 地質および鉱床の概要²⁾

本鉱山は岩手県九戸郡山形村字小国にあり、八戸線の終点久慈駅の南西約 40km に位置する。久慈駅と小国部落の間の間には国鉄バスを通じ、この間約 1 時間半を要する。バス終点より山元までの約 3km はトラック道を通じている。鉱床は細沢の支流であるウルシベ沢下流の右岸に胚胎している。この附近は標高約 650m で、山腹は急斜面をなしている。

地質は古生代に属すると思われる珪質粘板岩と黒色縞チャートの互層よりなっている。走向は $N40\sim60^\circ W$ で、 $60\sim90^\circ SW$ に傾斜し、多少の局部的擾乱が認められる。鉱床は縞状チャート中に賦存し、北部北上山地の古期堆積岩中のマンガン鉱床の常として、母岩と整合的な層状をなしている。鉱床は現在までほぼ平行する 6 条が知られ、西より東へ順に 1~6 号鍾と呼ばれている。これらの鉱床は昭和 15 年より同 25 年に亘って、上部より曙坑、1 番坑、2 番坑および 3 番坑によつて開発され、約 3,000t の二酸化マンガン精鉱が得られたと伝えられている。現在は 3 番坑以外は崩落して入坑し得ない。3 番坑では 2, 3 および 6 号鍾がやゝ優勢であるが、他は小規模である。3, 6 号鍾はそれぞれ 70m, 40m 程度鍾押しされている。鍾巾は 0.1~1.5m の間に膨縮を繰返し、尖滅しすることもあり、一定しない。昭和 33 年 12 月より峯雷鉱業株式会社によつて再開され、

1) Nambu, M., Sci. Rep. Res. Inst. Tohoku Univ., A, **11**, 482~489, 1959.

2) 南部松夫, 北上山地の 2, 3 のマンガン鉱床の鉱石について, 岩手県, 29~31, 1959.

3 番坑の下部 52m より大切坑が開鑿されて、現在両坑の中間部で、炭マンと珪マンを主とする精鉱が月産 100t 内外出鉱されている。

3. 鉱石および鉱物

地表より 3 番坑レベルまでは二酸化マンガン鉱を主としているが、これより下部では炭酸マンガン鉱および珪酸マンガン鉱を主構成鉱物とする不変鉱よりなっている。二酸化マンガン鉱はクリプトメレーン鉱、パイロルース鉱、ラムスデル鉱およびバーネス鉱からなっている。クリプトメレーン鉱は緻密堅硬な塊状体として他の二酸化マンガン鉱と密雑し、時に層状や脈状をなすことがある。またしばしば鉱石の空隙部に魚卵状、傘状、篩状等をなして産する。パイロルース鉱は緻密な不規則塊状体として産し、 γ 型ラムスデル鉱に被覆されていることが多い。外観はクリプトメレーン鉱に酷似し、両者の肉眼的識別は甚だ困難である。ラムスデル鉱は通常針鉄鉱を伴って、粗鬆な軟弱体または粉状をなして産するが、稀に堅硬緻密なガラス状漆黒色体をなすこともある。バーネス鉱は脆弱な粉状あるいは泥状をなして産し、指頭で容易に粉碎される。多くの場合酸化帯と不変帯中間部に産し、二酸化マンガン鉱のうちで最も新しい生成物であることを示している。

初成鉱物としては菱マンガン鉱が最も多量に産し、バラ輝石、テフロ石およびブラウン鉱がこれにつぎ、他に少量のハウスマン鉱、ペンウィス鉱、マンガン方解石が認められる。バラ輝石、テフロ石および石英は不規則に共生して、菱マンガン鉱やブラウン鉱と縞状構造をなしている。菱マンガン鉱は縞状構造をなすいわゆる虎マン、アズキ炭マン、栗色炭マン、緻密なチョコレート色のいわゆるチョコレート鉱、黒色炭マン等として産出する。チョコレート鉱には微細なハウスマン鉱を多数包有している。ブラウン鉱は常に多少の石英を伴って、珪マンまたは炭マン中にレンズ状をなして含まれる。ペンウィス鉱とマンガン方解石は単独にまたは相伴って、主として珪酸マンガンの割目を満して発達している。また針鉄鉱は二酸化マンガン鉱に普遍的に含まれ、黄鉄鉱は少量ながら鉱石中に鉱染している。

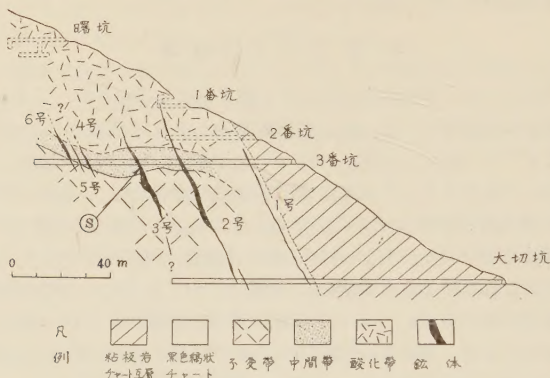
本鉱山では現在虎マン、栗マン、アズキ炭マン等が 1 等鉱 (Mn40~45%)、バラ輝石とテフロ石よりなるものが 2 等鉱 (Mn30%±)、その他の Mn20~25% のものが 3 等鉱として手選されている。

4. 鉱床の酸化と 2 次富化

豊口鉱山の東西断面図 (ほぼ走向に直角) を第 1 図に示す。図にみるように、ほぼ 3 番坑を境にしてこの上部が酸化帯、下部が不変帯となっている。そしてこれら両者の間の垂直距離にして 5~10m の間は漸移帯となっている。この部分では鉱床の上、下盤および割目にそって二酸化マンガン化が進み、多くの場合鉱石の中央部には未酸化の初成鉱物が残存している。また不変帯でも上部の割目や断層にその部分では下降してくる地下水の影響によつて、多少の二酸化マンガン化は免れない。

二次的な酸化鉱にはいわゆるガリ鉱と高品位二酸化の 2 種に大別出来る。前者は不規則粗鬆な石英に少量の二酸化マンガン鉱物を含むもので、恐らく珪酸マンガン鉱の酸化に際して、 SiO_2 が残留し、大部分のマンガンは溶出したために生じたものであろう。ま

第1図 豊口鉱床東西断面図

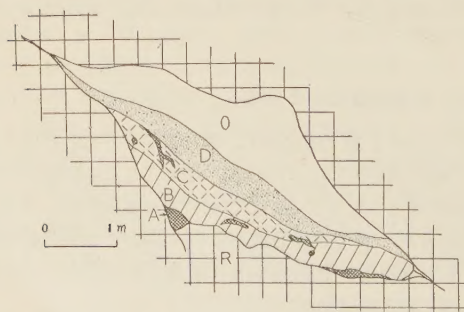


た後者は数種の二酸化マンガン鉱物が密雑して MnO_2 60~80% に達する鉱石である。この種の鉱石のマンガン分は現地で初成鉱物より残留したものと、前記ガリ鉱から溶出したマンガンが多少移動して貯溜し、富化したものの双方を含むものと考えられる。したがって、二次的高品位鉱の存在位置はマンガンを溶解した地下水の性質、地下水が循環する場の物理化学的性質および地質構造等に支配されていると思われる。しかし本鉱山の酸化帯の坑道は既に崩落し、直接観察し得ないため、これらに関する限り立入った論議が出来ないのは遺憾である。

5. 3号鑛の空洞を充填する二酸化マンガン鉱

風化作用によつて形成された二酸化マンガン鉱石の構造ないし組織は甚だ複雑で、しかも局部的変化に富むため、鉱石の統一的な構造、組織を組立てて、構成鉱物の晶出順序を決定することは、一般的には殆んど不可能である。幸いに

第2図 二酸化マンガン鉱物の産状



A: $\alpha\text{-MnO}_2$ 帯, B: $\beta\text{-MnO}_2$ 帯, C: $\gamma\text{-MnO}_2$ 帯
D: $\delta\text{-MnO}_2$ 帯, R: 菱マンガン鉱を主とする不変鉱, O: 空隙

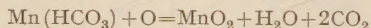
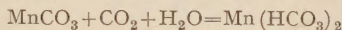
本鉱山から各種二酸化マンガンの生成順序を明瞭に示す産状に恵まれたので次にしるす。

3番坑の3号鑛通押し掘下りの鉱体中に、長軸約 6m、短軸約 2.5m のレンズ状の空洞があり、その下部半分は二酸化マンガン鉱によつて充填されている。この模式図を第2図に示した。(昭和34年11月28日観察)。

この位置は第1図(⑤)の部分で、酸化帯と不変帯の漸移部に

あたっている。空洞の壁は縞状菱マンガン鉱（いわゆる虎マン）を主とし、これに少量のバロ輝石、テフロ石およびブラウン鉱等をレンズ状に挟んでいる。

したがって、空洞および二酸化マンガン鉱の成因はつぎのように考えられる。すなわち虎マン中に生じた割目にそうて地下水が浸透下降して虎マンを溶解すると共に MnO_2 を残留させ、かつ一部の MnO_2 は上部より下降し、または循環する含マンガン水溶液よりもたらされたものであろう。炭酸マンガン鉱の二酸化マンガン化には野外および室内の多くの研究があり、Goldschmidt¹⁾ によると次のような反応が一般に認められている。



さて第2図に示されたように、空洞をうずめる二酸化マンガン鉱は下部より A, B, C, D の4帯を区別することが出来る。Aの鉱石は褐黒色緻密塊状で、しばしば魚卵状、鰐状をなしている。Bの鉱石はAと殆んど同じであるが、色は鉄黒色を示す点で異なっている。Cの鉱石はA, Bより遙かに脆い塊状鉱と、この割目を充填する粉状鉱よりなり、Dの鉱石は極めて軟弱な粉状ないし泥状鉱よりなっている。このような産状から、空洞は $A \rightarrow B \rightarrow C \rightarrow D$ の順でうずめられたことは明らかである。しかもAの鉱石の晶出はB, Cの時代にまで及んだことを示している。これら4帯の鉱石を詳細に検討した結果、A, B, C, Dの鉱物組成はそれぞれクリプトメレーン鉱、パイロルース鉱、 γ 型ラムスデル鉱、バーネス鉱を主とし、しかもそれぞれが、他の2, 3の二酸化マンガン鉱物を少量ずつ随伴していることが判明した。

つぎに、4帯の鉱物組成についてやゝくわしく記載し、最後に二酸化マンガン鉱物間の漸移関係について考察することにする。

6. X線粉末廻折線

第1表には第2図に示されたA, B, CおよびDの4部分の1試料ずつのX線粉末廻折線を示した。本表によると、Aはこれまで発表されているクリプトメレーン鉱の廻折線とよく一致し、他の混合物の廻折線は認められない。Bはパイロルース鉱の廻折線に一致する。しかし、 7.22\AA の廻折線はバーネス鉱の混入による。Cは γ 型ラムスデル鉱^{2,3)}を主とし、これにバーネス鉱(7.20\AA)とパイロルース鉱(2.40\AA , 1.54\AA , 1.35\AA)を含んでいる。Dはバーネス鉱を主とする。しかし 4.99\AA と 3.15\AA の廻折線はクリプトメレーン鉱の混入によると思われる。

なお、第1表に掲げた以外の多数のX線検査によると、各帯には多少の鉱物組成および量比の変化が認められる。たとえばD帯にはほぼ純粋なバーネス鉱のみよりなるもの、第1表に示されたようにバーネス鉱にクリプトメレーン鉱を含むもの、またパイロルース鉱や γ 型ラムスデル鉱を含むものもある。B, Cはそれぞれパイロルース鉱、 γ 型ラムスデル鉱を主としているが、いずれも少量の他の二酸化鉱物を含み、鉱物組成はDと同じである。ただし、Aはクリプトメレーン鉱を主とし、少量のパイロルース鉱を

1) Goldschmidt, V.M., *Geochemistry*, Oxford Univ. Press, 621~642, 1954.

2) 南部松夫, 鈴木 勝, 選研彙, 15, 11~17, 1959.

3) Nambu, M., 前出, 1959.

第1表 二酸化マンガン鉱の X 線粉末廻折線

A (クリプトメレーン鉱)		B (パイロルース鉱)		C (ラムスデル鉱)		D (バーネス鉱)	
d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I
6.90	v s	*7.22	s (d)	*7.20	m (d)	7.23	s (d)
4.90	s					***4.99	w
				4.08	s		
3.10	v s	3.10	s	3.10	w	***3.15	v w (d)
				2.44	w		
2.40	s	2.41	s	*, **2.40	s	2.42	m (d)
				2.35	m		
		2.12	m				
		1.96	m	1.95	v w		
				1.90	s		
1.82	w			1.67	w		
1.65	s			1.63	v s		
				**1.54	w		
1.53	m	1.55	m	1.48	m		
				1.43	m	1.42	m (d)
1.42	v w	1.43	m	**1.35	s		
1.35	w	1.35	m				

(対陰極Fe, フィルターなし, 30kv, 6mA, カメラ半径 30.25mm)

v s : very strong, s : strong, m : medium, w : weak,

v w : very weak, d : diffuse

* : バーネス鉱の廻折線, ** : パイロルース鉱の廻折線

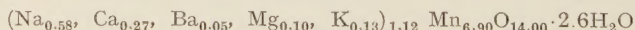
*** : クリプトメレーン鉱の廻折線

含むのみである。

7. 化 学 成 分

4部分の化学分析結果を第2表に示した。A と D はそれぞれクリプトメレーン鉱とバーネス鉱以外の X 線粉末廻折線を示さないが、B (パイロルース鉱) にはバーネス鉱の、C (γ型ラムスデル鉱) にはバーネス鉱とパイロルース鉱の廻折線が認められた。

いまクリプトメレーン鉱の分析値の SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 はそれぞれ石英, 粘土鉱物および針鉄鉱として存在すると考えて除去し, $\text{O}=16.00$ として化学式を導くと ($\text{K}_{0.68}$, $\text{Na}_{0.18}$, $\text{Mg}_{0.14}$, $\text{Ca}_{0.08}$) $_{1.08}\text{Mn}_{7.84}\text{O}_{16.00}$ が得られる。この式は Fleischer, Richmond¹⁾ がクリプトメレーン鉱に与えた $\text{KMn}_8\text{O}_{16}$ に極めてよく一致する。またバーネス鉱の分析値のうち SiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , TiO_2 をそれぞれ石英, 針鉄鉱, 粘土鉱物, ルチルとして存在するものと考えて除去し, $\text{O}=14.00$ として原子比を求め, 化学式を導くと次の通りである。



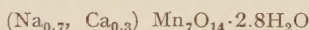
この式は Jones と Milne²⁾ がバーネス鉱に与えた

1) Fleischer, M.F. and Richmond, W.E., Econ. Geol., **38**, 269~286, 1943.

2) Johnes, L.H.P. and Milne, A.A., Min. Mag., **31**, 283~288, 1956.

第2表 二酸化マンガン鉱物の化学成分

	A (クリプトメ レーン鉱)	B (パイロロ ース鉱)	C (ラムスデ ル鉱)	D (バーネ ス鉱)		A (クリプト メレーン 鉱)	D (バーネ ス鉱)
MnO	74.01	71.05	62.14	64.14	Mn	7.84	6.90
O	15.99	13.72	12.73	13.24	Mg	0.14	0.10
SiO ₂	0.03	0.06	0.13	1.02	Ca	0.08	0.27
TiO ₂	tr.	0.05	0.09	0.03	Ba	—	1.08
Al ₂ O ₃	1.12	3.26	6.10	1.22	Na	0.18	0.05
Fe ₂ O ₃	0.32	1.52	1.64	1.97	K	0.68	0.12
MgO	0.75	0.03	2.87	0.52	H ₂ O	—	2.56
CaO	0.59	1.12	1.66	2.03	O	16.00	14.00
BaO	—	0.14	0.11	1.12			
Na ₂ O	0.77	0.83	0.98	2.34	Mn %	57.31	50.07
K ₂ O	4.28	0.59	0.62	0.80	MnOと		
H ₂ O+	0.94	4.86	5.97	6.46	結合する	32.69	27.81
H ₂ O-	1.14	3.21	4.52	4.99	O %		
					O/Mn		
Total	99.94	100.44	99.56	99.88	(原子比)	1.96	1.91



と比較的よく一致する。しかし、彼等が 1956 年¹⁾ にバーネス鉱と命名した試料には多量の不純物を含んでいるので、化学式については再検討を要する。本邦のバーネス鉱は京都府立木鉱山²⁾ および北海道駒ヶ岳鉱山³⁾ から報告されているが、何れも多量の他の二酸化マンガン鉱物を含むもので、バーネス鉱を主とするものの分析は豊口鉱山のものが最初である。

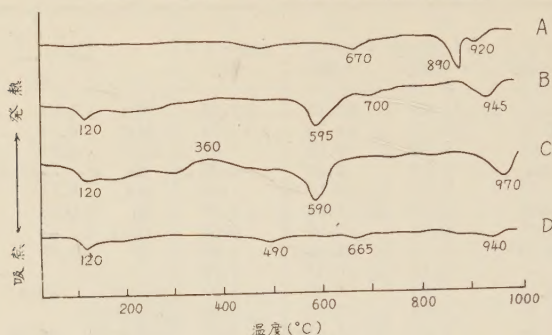
パイロロース鉱、 γ 型ラムスデル鉱は他の二酸化マンガン鉱物を含むので化学式は求められない。

8. 示差熱分析

第2図に示された A, B, C, D 4 試料の示差熱分析曲線を第3図に示した。各試料 0.5g を -200 メッシュに粉碎して使用し、昇温率を 10°C/m として操作した。A は 670°C と 920°C に微弱な、890°C に顕著な吸熱ピークを有する。890°C のピークはクリプトメレーン鉱が Mn_3O_4 に変化する吸熱反応による。670°C と 920°C のピークはパイロロース鉱の混入により、前者はパイロロース鉱の Mn_2O_3 への脱酸素反応、後者は Mn_2O_3 の Mn_3O_4 への脱酸素反応に基づく。B は 120°C, 700°C の微弱な、595°C, 945°C の顕著な吸熱ピークを有する。120°C のピークは附着水の脱水による。595°C と 945°C のピークはパイロロース鉱に起因する。また 700°C のピークはバーネス鉱の Mn_3O_4 への変化による。C には 120°C, 590°C, 970°C の吸熱ピークと 360°C 附近の丘陵性発熱ピークを有する。120°C は附着水の脱水により、360°C の発熱ピークは γ 型ラムスデル鉱のパイロロース鉱への転移による。また 590°C のピークはパイロルー

- 1) Johnes, L. H. P. and Milne, A. A., 前出, 1956.
- 2) 鵜飼保郎, 西村新一, 前田 喬, 鉱物, **2**, 431~446, 1956.
- 3) 針谷 宥, 原田準平, 鉱物, **3**, 300~313, 1957.

第3図 二酸化マンガン鉱の示差熱分析曲線



A: クリプトメレーン鉱 B: パイロルース鉱
C: γ 型ラムスデル鉱 D: バーネス鉱

ス鉱の Mn_2O_3 化, 970°C のピークは Mn_2O_3 の Mn_3O_4 化に基づく。D は 120°C , 490°C , 665°C および 940°C のかすかな4個の吸熱ピークを有する。 665°C のピークはバーネス鉱の Mn_3O_4 化により, 他のピークは附着水の脱水とパイロルース鉱の存在に起因する。以上によつて, A, B, C, D はそれぞれクリプトメレーン鉱, パイロルース鉱, γ 型ラムスデル鉱, バーネス鉱を主成分鉱物とし, 他に1, 2の二酸化マンガン鉱物を随伴していることが明らかとなつたが, さらに多数の試料の示差熱分析を実施した結果, 鉱物組成についてX線検査の結果とほぼ同様な結果が得られた。

二酸化マンガン鉱の示差熱分析曲線は比較的多数発表されているが, 著者によりかつ産地によつてまちまちであり, しかもピークの解釈について種々の異つた見解が述べられている。しかるに最近岡田によつて広汎な一連の研究が行われ, 二酸化マンガン鉱物の熱的挙動がほぼ解決された。本鉱山の示差熱分析曲線の解釈は岡田の既発表の報告^{1,2)} および未発表の資料に基いて行われたものである。なお, 東北地方のバーネス鉱の熱的研究は本鉱山のものも含めて, 近く岡田によつて本誌上に発表される予定である。

9. 豊口鉱山における二酸化マンガン鉱物の漸移関係

豊口鉱山の3号鍾南押し掘下りの空洞およびそれを充填する二酸化マンガン鉱は菱マンガン鉱を主とする鉱石が弱線にそうて下降して来た地下水と作用した結果もたらされたものであることは疑う余地がない。つまり MnCO_3 が CO_2 を含む水によつて溶かされ $\text{Mn}(\text{HCO}_3)_2$ となり, 漸次空洞が発達し, 同時に $\text{Mn}(\text{HCO}_3)_2$ が酸化されて MnO_2 を残留させたものである。

さて第2図で明かなように, 空洞は $\text{B} \rightarrow \text{C} \rightarrow \text{D}$ の順に充填された。しかるにAは空洞の最下部に主として存在するが, B, Cにも含まれ, かつこれを貫くこともあり, 肉眼的には不明瞭であるがX線廻折法によるとDにも少量含まれている。つまりAは空洞充

1) 岡田広吉, 岩鉱, **43**, 229~238, 1959.

2) 岡田広吉, 岩鉱, **44**, 23~33, 1960.

墳の初期から現在まで引続いて堆積しつづけたものである。

いま4部分の構成鉱物の量比を X 線粉末法および示差熱分析を基にして吟味するとつぎのような結果が得られる。

A : クリプトメレーン鉱 ≧ パイロルース鉱

B : パイロルース鉱 ≧ クリプトメレーン鉱, γ 型ラムスデル鉱 > パーネス鉱

C : γ 型ラムスデル鉱 ≧ パーネス鉱, パイロルース鉱 > クリプトメレーン鉱

D : パーネス鉱 ≧ γ 型ラムスデル鉱 > パイロルース鉱 > クリプトメレーン鉱

すなわち A はクリプトメレーン鉱を主とし、少量のパイロルース鉱を含有するのみである。しかし B, C, D は局部的な変化に富んでいるが、全体としては鉱物組成は全く同様であつて、ただ鉱物の量比を異にするに過ぎない。

さて第2表に示された B, C, D の化学成分を比較すると、多少の相違はあるにしても、比較的良好一致している。しかも3者は鉱物組成の局部的変化に富み、鉱物量比にも著しい差があることを考慮に入れると、3者が晶出した母液の化学的性質にそれ程著しい差異があつたとは考えられない。これに反し A は $\text{H}_2\text{O}(+)$ が少なく、 K_2O が他の3者より遙かに多く、しかも産状が著しく特徴的である。したがつて A の晶出条件は他の3者とは多少異なるものであつたことを認めねばならない。

以上のような事実および産状から B, C, D の形成は、はじめ $\text{Mn}(\text{CO}_3)_2$ よりもたらされたゲル状 MnO_2 はまず低結晶度の パーネス鉱となり、主として老化によつて γ 型ラムスデル鉱を経てパイロルース鉱に転移したと考えられる。このことは、パーネス鉱は数本の甚だ拡散した廻折線を示すに過ぎないが、 γ 型ラムスデル鉱、パイロルース鉱の順に廻折線の尖鋭度と強度を増すことから妥当であると思われる。一方人工 MnO_2 の加熱実験を参照すると¹⁻⁴⁾、温度上昇と共に $\delta \rightarrow \gamma \rightarrow \beta \rightarrow \alpha$ という転移過程が認められ、これに反するものは殆んど報告されていない。このことは上記考察の妥当性を支持するものと云い得よう。

クリプトメレーン鉱の化学組成は $\text{KMn}_8\text{O}_{16}$ より Mn_8O_{16} に亘つて変化することが知られ、天然においては前者の化学組成を有するものが圧倒的に多く、本鉱山のものもこの例にもれないことは前述の通りである。つまりゲル状の MnO_2 は K イオンの存在下で、これを吸着し、クリプトメレーン鉱を形成し易いのである。

地下水が空洞に浸入して、 MnO_2 を沈殿する場合、一部の MnO_2 は上部の鉱体よりもたらされたものであり、他の一部は空洞周囲の虎マスを溶解したものに由来するであろうことは想像に難くない。そして K イオンの吸着量の少なかつた MnO_2 ゲルがパーネス鉱となり、老化して、 γ 型ラムスデル鉱を経てパイロルース鉱に達したことが考えられる。また、他方、K イオンの吸着に恵まれたものはクリプトメレーン鉱となつたものであろう。つまり B, C, D における組成鉱物の量比の相違は老化が主因であり、A は K イオンの吸着量に支配されたものと解釈される。この場合 B-C-D 系列は空洞附

1) McMurdie, H.F. and Golovato, E., 前出, 1948.

2) Klingsberg, C. and Roy, R., Am. Min., **44**, 819~838, 1959.

3) Neuman, K. and Fink, W., Z. Electrochem., **62**, 114~122. 1958.

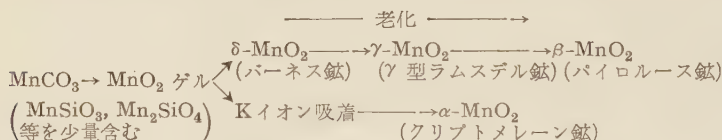
4) Cole, W.F., Wadsley, A.D. and Walkley, A., 前出, 1947.

近の初成マンガン鉱物に由来し（すなわち現地残留性）、Aは地下水が空洞中に浸入する以前より溶解していたマンガンに由来するのかも知れない。このような考えは第2図に示された4者（特にA）の産状からも好都合であると思われる。

本鉱山の二酸化マンガンの漸移関係はさきに著者等の1人が山都鉱山¹⁾の鉄菱マンガン鉱の酸化現象を記述した際のそれと極めてよく一致する。本文では一空洞における漸移関係を述べたに過ぎないが、広く酸化帯の鉱石について観察してみても、上述の漸移関係と矛盾する例は認められない。したがって、このような漸移関係は他の二次的二酸化マンガン鉱床にも広く適用されることが予想される。

10. 結 論

豊口鉱山は古生代の黒色綺状チャート中に賦存する菱マンガン鉱ないしバラ輝石、ブラウン鉱等を伴う層状マンガン鉱床である。この鉱床の上部は酸化されて二酸化マンガン鉱を形成しているが、二酸化マンガン鉱物の漸移関係は次のごとく総括される。



この漸移関係は他の二酸化マンガン鉱床にも広く適用されるであろう。

豊口鉱山の調査に御便宜を賜った 峯雷鉱業株式会社社長神田雷助氏、鉱山現場の方々および実験に協力された選鉱製錬研究所岡田吉講師に深謝の意を表する。

1) Nambu, M., 前出, 1959.

轟石の加熱変化について*

Thermal study on some todorokites

岡 田 広 吉 (Kokichi Okada)**

Abstract : Todorokite from the manganese one in Fukaura mine, Maruyama mine, Aomori Prefecture, Hongō mine, Iwate Prefecture and Hamayokogawa mine, Nagano Prefecture were studied by means of X ray powder method and differential thermal analysis.

X ray powder pattern of four specimens in this experiments is corresponded to todorokite from Todoroki mine. D.T.A. curves of todorokite is characterized by a endothermic peak at 640-660°C, and the endothermic peak is caused by the conversion from todorokite to hausmannite.

1. 緒 言

筆者はこれ迄東北地方の マンガン鉱床産マンガン鉱物を検討し、結果の一部は既に報告したが¹⁾、この研究過程で 2, 3 の産地から轟石を見出すことができた。

轟石は吉村豊文²⁾ が北海道轟鉱山で発見した含水酸化マンガン鉱物であるが、同鉱は吉村豊文の記載以後、桜井欽一、高須新一郎³⁾ が静岡県池代鉱山で発見する迄全く産出の報告がなく、次で Ljunggren⁴⁾ が Sweden の Vermlands Taberg で発見し、現在以上の 3 産地が知られているに過ぎない。

轟石の産出はこのように稀であるが、この理由として二酸化マンガン鉱の鉱物組成が最近に至つて明らかになつた事情を考えると、同鉱を肉眼的に二酸化マンガン鉱と識別することが困難である上に、含水酸化マンガン鉱の研究が従来疎にされていたことに起因していると推察される。

轟石の産状および鉱物学的記載は別の機会に譲ることとし、本文では筆者の「酸化マンガン鉱の熱的研究」の一部として、本鉱物の D.T.A. 曲線、加熱変化等についての実験結果を報告する。本実験で取扱つた轟石は轟鉱山産の他に 4 試料であるが、筆者が東北地方で見出した例はこの他 2, 3 に止らない。

実験方法は筆者が今迄報告した方法と同様であるが、X 線廻折線の測定には粉末写真法とガンマーフレックスを併用した。なお、本実験で用いた轟鉱山産轟石は北海道大学

* 選鉱製錬研究所報告 第 338 号

** 東北大学選鉱製錬研究所

1) 南部松夫, 岡田広吉, 岩鉱, **43**, 108~109, 1959. : 鉱山地質, **10**, 37, 1960.

2) Yoshimura, T., Jour. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ., Ser. IV, **2**, 290~297, 1934.

3) 桜井欽一, 高須新一郎, 鉱物, **3**, 241~243, 1957.

4) Ljunggren, P., Am. Min. **45**, 235~238, 1960.

原田準平教授より 東北大学南部松夫助教授に寄贈されたものを使用させて頂いた。こゝに明記して両先生に謝意を表する。

2. 実験試料

試料は轟鉱山産轟石を比較標準試料とし、これと南部松夫助教授によつて採集された青森県西津軽郡深浦鉱山産、同丸山鉱山産、岩手県釜石市本郷鉱山産および本研究所標本室所蔵の長野県上伊那郡浜横川鉱山産の4試料である。

深浦、丸山鉱山は共に新第三紀層中の層状マンガン鉱床で¹⁾、轟石は何れも0.5~1cmの長さの細い繊維状の緻密な集合体からなり、色は轟鉱山産轟石に近い。本郷鉱山は古期堆積岩中の層状マンガン鉱床で、轟石は本鉱床の酸化帯に産し、黒色、塊状、緻密で肉眼的には普通の二酸化マンガン鉱と異ならない。浜横川鉱山産轟石の産状は不明であるが、「硬マンガン鉱」のラベルが貼付してあり、黒褐色の枯木のような外観を呈し、緻密な10cm前後の長さの繊維が木目のように集合し、圧碎すると細長い繊維に分離する。

実験試料として用いた轟石の肉眼的特徴は、見掛けの比重が普通の二酸化マンガン鉱に比較して遙に小さく、やゝ灰色味を帯びた黒褐色を呈し、多くは繊維状集合体をなしていること等が挙げられる。

3. 轟石のX線廻折線

供試5試料と Frondel が轟鉱山産轟石について求めたX線廻折線を第1表に掲げた

第1表 轟石のX線粉末廻折線

轟*		轟		深 浦		丸 山		本 郷		浜 横 川	
d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I
9.65	10	10.74	1								
7.2	0.2	9.68	10	9.72	10	9.85	10	9.90	10	9.68	10
4.81	8					7.09	3				
4.46	3	4.83	4	4.85	4	4.80	5	4.81	4	4.85	5
3.20	4			4.25	0.5	4.53	3			4.35	2
		3.16	1	3.06	0.5	3.17	3			3.15	1
		2.74	4								
2.45	3										
2.40	4	2.40	1	2.42	2	2.43	5	2.42	4	2.41	2
2.216	4	2.21	1	2.18	0.5	2.19	0.5				
2.150	1	2.14	1								
1.981	1			1.97	2	1.98	0.5			2.01	0.5
				1.74	0.5	1.74	0.5			1.77	0.5
						1.67	0.5			1.67	0.5
1.419	4	1.42	1.5	1.41	1	1.42	1	1.41	4	1.43	1
1.392	1	1.397	0.7	1.38	1					1.39	0.5
1.331	5										

(* : Frondel, C. による)

1) 青森県、青森県の地下資源, 27, 1960.

が、5 試料の X 線廻折線は何れも Frondel¹⁾ の値に良く一致している。本表によると轟石は 9.65~9.90 Å の最強廻折線を有するのが特徴で、この廻折線の有無によつて二酸化マンガン鉱とは容易に区別できる。

第2表 轟石の D.T.A. 曲線の吸熱ピーク温度

轟	深 浦	丸 山	本 郷	浜横川	Vermlands
120	120 320	120 320	130	320	105 330
450	450	460	450	470	
640	650 730	550 730	650	660	660 730
860				860 950	810 965

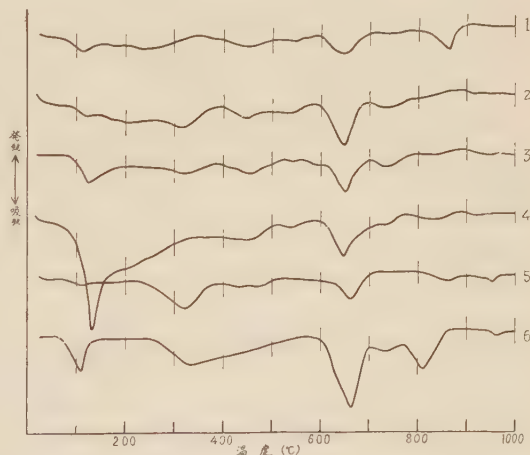
なお、第1表の廻折線の値はガイガーフレックスで得たものであるが²⁾、粉末写真法によると 9.65~9.90 Å, 4.80~4.85 Å の2本の廻折線だけが鮮明で、他の廻折線はやゝ拡散して不明瞭であつた。

4. 轟石の D.T.A. 曲線

第1図に本実験試料の D.T.A. 曲線並びに比較のために Ljunggren による Vermlands Taberg 産轟石の D.T.A. 曲線を転載した。各曲線の吸熱ピーク温度を第2表に示す。

第1図、第2表によると轟石の D.T.A. 曲線は試料毎に曲線の形とピーク温度がやゝ異つてゐるが、450~470°C, 640~660°C に吸熱ピーク、また轟、本郷試料を除いて 320°C に吸熱ピークが存在する特徴を有している。これらの曲線の中、Vermlands Taberg 産は浜横川産に最も類似し、轟産がこれに近い。深浦、丸山産はほぼ同様でこの2試料と本郷産には 700°C 以上に顕著なピークが認められない。

第1図 轟石の D.T.A. 曲線



(1 : 轟鉍山, 2 : 深浦鉍山, 3 : 丸山鉍山, 4 : 本郷鉍山, 5 : 浜横川鉍山, 6 : Vermlands Taberg, Sweden)

5. 轟石の加熱変化

轟石の D.T.A. 曲線が

試料毎に多少異なる理由と、轟石の加熱による相の変化を明らかにする目的で、各試料を D.T.A. と同一条件で加熱し、X 線的に検討した。

1) Frondel, C., Am. Min. **38**, 761~769, 1953.

2) 実験条件, FeK α , 30kV, 10mA, 8-1-16, 1°-1°-0.4mm, 2°/min.

実験結果を第3表, X線廻折線の変化の1例として轟産試料の 400°C, 600°C, 1000°C のX線廻折線を第4表に掲げた。第3, 4表によると, 石の加熱による轟相の変化には 500°C までに轟石を特徴づける 4.8Å, 9Å (4.80~4.85Å, 9.65~9.90Å, 以下同様) の廻折線が消失し (その他の廻折線は不明瞭であるが存在する), 次で 640~660°C の吸熱反応を経てハウスマン鉱へ移行する2段階の変化過程が認められる。

各試料の加熱変化を D.T.A. 曲線に対応させると, 深浦, 浜横川試料は 320°C の吸熱ピークで 4.8Å, 9Å の廻折線を同時に消失し, 丸山試料は 200°C で 4.8Å, 450°C の吸熱ピークで 9Å の廻折線を消失している。本郷試料は本実験試料中で最も附着水に

第3表 轟石の加熱による相の変化

加熱温度 (°C)	轟	深 浦	丸 山	本 郷	浜 横 川
室温	轟 石	轟 石	轟 石	轟 石	轟 石
200	"	"	" (4.8 消失)	" (4.8 消失)	"
300	"	"	"	" (9 消失)	"
400	" (4.8 消失)	" (4.8, 9 消失)	"	"	" (4.8, 9 消失)
500	" (9 消失)	"	" (9 消失)	"	"
600	"	"	"	"	"
700	ハウスマン鉱	ハウスマン鉱	ハウスマン鉱	ハウスマン鉱	ハウスマン鉱
800	"	"	"	"	"
900	"	"	"	"	"
1000	"	"	"	"	"

4.8 : 4.80~4.85Å の X 線廻折線, 9 : 9.65~9.90Å の X 線廻折線

第4表 轟鉱山産轟石の加熱による相の変化

室 温		400°C		600°C		1000°C		ハウスマン鉱*	
d	I	d	I	d	I	d	I	d	I
10.74	1					4.87	w	4.90	2
9.68	10	9.78	w(d)			3.08	m	3.09	3
4.83	4					2.87	w	2.88	1
3.16	1	3.08	vw(d)	3.10	w(d)	2.76	s	2.74	6
2.74	4	2.74	w(d)	2.74	vw(d)	2.48	s	2.48	10
2.40	1	2.40	m(d)	2.42	m(d)	2.36	m	2.35	2
2.21	1					2.03	m	2.04	2
2.14	1	2.15	w(d)	2.14	w(d)			1.824	1
1.42	1.5	1.42	vw(d)	1.43	vw(d)	1.79	m	1.793	2
1.397	0.7					1.69	w	1.702	1
						1.63	vw	1.641	1
						1.57	m	1.577	5
						1.54	s	1.543	5
						1.43	m	1.441	2
						1.34	w	1.345	1
						1.27	m	1.278	1
						1.22	w	1.231	1
						1.19	w	1.197	2
						1.18	w	1.185	2
						1.12	w	1.122	2

(*:Aminoff, G. : Z. Krist., 64, 475~490, 1926.)

富むもので $100\sim 300^{\circ}\text{C}$ に亘る大きい吸熱ピークが見られ、 4.8\AA , 9\AA の廻折線はこの吸熱ピークの完了温度 300°C で最早や消失している。ハウスマン鉱への移行は各試料共に $640\sim 660^{\circ}\text{C}$ の吸熱ピークとして示されている。また、 700°C 以上でしばしば出現する吸熱ピークについては明らかでなく、 $640\sim 660^{\circ}\text{C}$ の吸熱反応で少量のピクスビ鉱を生成し、このピクスビ鉱がハウスマン鉱へ移行する際の吸熱反応か、あるいは少量混入していた不純物の影響によるかの何れかと考えられるが、X線的に確認できなかった。

このように、轟石は加熱によつて容易に不規則性を増して 4.8\AA , 9\AA の廻折線を消失し、以後 $640\sim 660^{\circ}\text{C}$ の吸熱反応が起るまでは何れの試料も微弱な廻折線を示すに過ぎない。これは単なる水分子の除去によるものとは考えられず、加熱温度の上昇に伴つて著るしい disorder の状態になつたためと推定される。さらに、D.T.A. 曲線および 4.8\AA , 9\AA の両廻折線の消失温度が試料毎に異るのは、各試料の化学組成* および結晶度の僅かな差異によるものと考えられ、またハウスマン鉱への構造変化が同一温度 ($640\sim 660^{\circ}\text{C}$) で起ることを考慮に入れると、本実験試料の基本的な結晶構造はどの試料でも事実上同一であつたと解される。

6. 総 括

東北地方の 2, 3 のマンガン鉱床から轟石を見出し、X線廻折線、D.T.A. 曲線、加熱による相の変化等を検討して次の結果を得た。

(1) 轟石は青森県深浦鉱山、同丸山鉱山、岩手県本郷鉱山、長野県浜横川鉱山産マンガン鉱石中から発見された。前 2 者は共に新第三紀層中の層状マンガン鉱床で、轟石はそれぞれの鉱床の二酸化マンガン鉱石中から、本郷鉱山は古期堆積岩中の層状マンガン鉱床で、轟石は同鉱床の酸化帯から産した。浜横川鉱山産轟石は本研究所々蔵の標本で、「硬マンガン鉱」のラベルが貼付されていたものである。

(2) 4 試料の X 線廻折線は轟石の従来データに良く一致する。なお、轟石の X 線廻折線は $9.65\sim 9.90\text{\AA}$ の最強廻折線を有するのが特徴で、また粉末写真法によると $4.80\sim 4.85\text{\AA}$, $9.65\sim 9.90\text{\AA}$ の両廻折線だけが鮮明で、他の廻折線は拡散してやゝ不明瞭である。

(3) D.T.A. 曲線は試料毎に多少異なるが、 $640\sim 660^{\circ}\text{C}$ に顕著な吸熱ピークを有し、他に 500°C 以下に 2, 3 の吸熱ピークが認められる。

(4) 轟石を加熱すると 500°C までに 4.8\AA , 9\AA の両廻折線が消失して著しく disorder の度合を増し、次で $640\sim 660^{\circ}\text{C}$ の吸熱反応を経てハウスマン鉱に移行する。

(5) 以上の実験結果によつて、轟石は本邦の第三紀層中のマンガン鉱床からのみならず、古期堆積岩中のマンガン鉱床の酸化帯からも産出することが明らかになつた。

本研究を発表するに当り、終始御指導、御鞭撻を賜つた本学理学部竹内常彦教授、同選鉱製錬研究所南部松夫助教授に衷心から感謝の意を表する。また、貴重な試料を南部松夫助教授に寄贈された北海道大学理学部原田準平教授、試料の使用を快諾され、かつ産状を教示された南部松夫助教授に対し銘記して感謝する。

* 桜井欽一、高須新一郎によると池代鉱山産轟石の化学組成は轟鉱山産轟石より MnO がやゝ乏しく、轟石の化学組成はある範囲で変動することを示している。

那須火山帯の早期玄武岩類

Early stage basalts from the Nasu volcanic zone

青 木 謙一郎 (Ken-ichiro Aoki)*

Abstract: The early stage basalts of the tholeiite series from the Nasu volcanic zone in northeast Japan are found only in the Funagata volcanic group and are characterized by containing Mg rich pigeonite as phenocrysts. These basalts, showing the chemical composition of typical tholeiite, are notably rich in CaO and very poor in Na₂O and K₂O as compared with those of the other regions of the world.

In the tholeiite magma from the Nasu volcanic zone, the order of crystallization and their evolution of mafic minerals are as follows:

Mg-olivine → bronzite → pigeonite →
diopsidic augite → augite → ferroaugite

The crystallization trends of the pyroxene are similar to that of the Skaergaard intrusion and are unlike that of the pigeonitic rock series (tholeiite series) of the Izu and Hakone districts.

1. 緒 言

東北地方の中央部を南北に走る背稜山地に沿つて 那須火山帯に 属する数多くの火山が分布している。これらはいずれも噴火の規模が大きく大量の熔岩や pyroclastic flow を流出している。これらの火山を構成する岩石は主として カルク・アルカリ岩系 安山岩類であるが、ソレーアイト岩系玄武岩—基性安山岩類も相当量認められる。しかしソレーアイトマグマの分化の早期を示す玄武岩類は極めて少なく、船形火山群に少量産するに過ぎない。

この報告では筆者が最近行なつた 船形火山群黒鼻山一帯の早期玄武岩類についての顕微鏡観察、化学組成と那須火山帯のソレーアイトマグマの輝石の 晶出経路について述べる。

この研究を行なうにあたり、御指導を賜わた河野義礼教授に 厚く御礼申し上げる。又分析試料の一部を恵与して下さつた小出秀章、芦田佐吉の両氏に感謝する。

なおこの論文は 1958 年 10 月地質学会東北支部例会及び 1960 年 5 月火山学会に於て行つた講演に更に新資料を加えて述べたものである。

2. 玄武岩の分布

那須火山帯是那須岳と高原山を境にして 火山活動の機構及び 岩質を異にし、那須岳以

* 東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室

北を北帯、高原山以南を南帯と呼称することが提唱されている¹⁾。那須火山帯北帯に属する火山は東北地方には多数あり、その数は 20 を超える。しかしながらソレーアイト岩系（ビジオン輝石質岩系）玄武岩を噴出した火山は比較的少なく、北から列挙すると、十和田²⁾、八幡平³⁾、岩手³⁾⁴⁾、秋田駒ヶ岳³⁾、荷葉岳³⁾⁵⁾、船形、蔵王¹⁾、吾妻¹⁾⁶⁾ 及び那須火山¹⁾ 等である。これらのうち岩手、駒ヶ岳、荷葉、船形及び那須の諸火山群は主として玄武岩—基性安山岩から構成されているのが大きな特徴である。

上記火山にみられる玄武岩類は通常多量の斜長石と少量の橄欖石、単斜輝石、斜方輝石等の斑晶を含み（20～45%）、その石基構成鉱物や総化学組成から検討してもソレーアイトマグマの晶出分化作用の進んだ中期を示すものが圧倒的に多い。しかしながら SiO_2 、 Na_2O 及び K_2O に乏しく、 CaO と MgO に富むマグマの分化の進んでいない早期を代表する玄武岩も少量認められ、現在までのところ船形火山群から発見された。

3. 早期玄武岩の構成鉱物

船形火山群の南東に位する黒鼻山—泉ヶ岳山麓一帯に分布する玄武岩の最も大きな特徴はビジオン輝石斑晶を含んでいることである。ビジオン輝石斑晶はソレーアイトマグマの晶出分化の進んだ中～晩期を示す火山岩類には時に発見され、今まで世界各地から比較的多くの報告がなされている。しかしながら早期玄武岩から発見されたのはこれが初めての様である。

この地域の玄武岩は斑晶として（1）斜長石、橄欖石、古銅輝石及びビジオン輝石と（2）斜長石、橄欖石、古銅輝石、ビジオン輝石及び普通輝石を含む 2 つのタイプに大別される。両者の石基構成鉱物や化学組成は極めて類似しているが、石基単斜輝石の産状がやゝ異なっている。前者は黒鼻山頂及び泉ヶ岳山麓の熔岩であり、後者は黒鼻山西麓及び同山北部のものである。次に両者の顕微鏡下の観察について記述する。

黒鼻山頂及び泉ヶ岳山麓玄武岩 比較的斑晶に乏しく、石基は粗粒完晶質、intergranular texture を示す。黒鼻山頂産のものは微量の褐色ガラスを伴っている。

斑晶斜長石は 2mm 以下の柱状～長柱状自形を呈し、すべて聚片双晶をなしている。累帯構造は殆んど認められないが、外縁部に於てやゝ著しいものがあり、連続的に石基組成の斜長石に移化する。反覆累帯は示していない。一般に包有物は認められず非常に清澄であるが、ごく少量の塵状物質を含むものもある。石基斜長石は短冊状を呈し、累帯構造は最外縁部に於てのみやゝ著しい。

斑晶橄欖石は 2mm 以下の半自形～他形、常にビジオン輝石反応縁によつて完全に包まれている。結晶縁は常にイディング石化し、小型結晶では完全に変質しているものもある。泉ヶ岳山麓産のものは完全に緑泥石化している。ピコタイト包有物は全く存在し

1) Kawano, Y., Yagi, K. and Aoki, K., Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. III, 7, 1961 (印刷中)。

2) 河野義礼, 岩鉱, 26, 259～275, 1939.

3) 河野義礼・青木謙一郎, 火山, 4, 61～76, 1959.

4) 大沼晃助, 岩鉱, 44, 68, 1960.

5) 河野義礼・青木謙一郎, 岩鉱, 43, 275～281, 1959.

6) 攪上忠佑, 東北大岩鉱修士論文, 1958.

第1表 船形火山群黒鼻山——泉ヶ岳山麓一帯の

	黒 鼻 山 頂		泉 ヶ
	斑 晶	石 基	斑 晶
斜長石	$\gamma_{\max}=1.586$ $\alpha_{\min}=1.569$ An 93~81	$\gamma_{\max}=1.577$ $\alpha_{\min}=1.560$ An 77-61	$\gamma_{\max}=1.587$ $\alpha_{\min}=1.567$ An 94-77
橄欖石	$\alpha_{\min}=1.671$ $\gamma_{\max}=1.712$ Fa 18-21	—	変質
古銅輝石	$\alpha_{\min}=1.676$ $\gamma=1.686-1.693$ $2V_{\alpha}=79^{\circ}-71^{\circ}$ Fs 19-25	—	Wo _{9.6} En _{66.0} Fs _{24.4} *
ビジオン輝石	$\alpha=\beta=1.683-1.685$ $2V_{\gamma}=10^{\circ}-0^{\circ}$ $\alpha \perp (010)$ $c \wedge Z=39^{\circ}-40^{\circ}$ Wo ₁₁ En ₆₃ Fs ₂₆	$\beta=1.685-1.696$ $2V_{\gamma}=0^{\circ}-20^{\circ}$ $\beta \perp (010)$ $c \wedge Z=41^{\circ}-42^{\circ}$ Wo ₁₂ En ₆₂ Fs ₂₆ — Wo ₂₁ En ₄₈ Fs ₃₁ ← 不連続 $\beta=1.698-1.737$ $2V_{\gamma}=39^{\circ}-46^{\circ}$ $c \wedge Z=43^{\circ}$ Wo ₃₄ En ₄₀ Fs ₂₆ ← 累帯 —Wo ₃₂ En ₁₃ Fs ₅₅	Wo _{10.6} En _{61.1} Fs _{28.3} *
普通輝石 鉄普通輝石 普通輝石	—	—	—
その他	—	クリストバライト 鉄鉱 アノソクレース 褐色ガラス	—

* 化学分析から算出

ていない。

斑晶古銅輝石は長さ 2mm 以下の柱状自形～半自形をなし、非常に弱い多色性を示す。累帯構造は通常認められないが、外縁部に於てやゝ著しいものがある。時々 (100) に平行な Ca に富む単斜輝石 (透輝石或はサーライト) の細い exsolution lamellae が存在する。黒鼻山頂のものは全て、泉ヶ岳山麓のものは屢々ビジオン輝石と平行連晶をなし、常に後者が外側にあり、前者を完全に取囲んでいることもある。両者の境界は非常に不規則である。時々古銅輝石の内部にもビジオン輝石のパッチ (前者と平行連晶関係) がみられ、又殆んど完全にビジオン輝石に置換され、中心部に僅か古銅輝石が残っているものもある。ビジオン輝石と平行連晶をなしていない古銅輝石は常に粗粒のビジオン輝石反応縁によつて完全に包まれている。

斑晶ビジオン輝石は長さ 2mm 以下の長柱状～柱状自形であるが、短柱状結晶もある。柱面の発達は良好であるが、端面の発達は不良であり、明瞭な面は認められない。屢々 (100) を接合面とする双晶をなし、反覆双晶をなすものも多い。累帯構造は外縁部に於て著しく発達し、石基組成のビジオン輝石へ移化し、更に不連続的に普通輝石→鉄普通輝石へと累帯している。泉ヶ岳山麓片岩には時々多数のビジオン輝石のみからなる結晶

玄武岩の構成鉱物とその光学的性質

岳 山 麓		黒 鼻 西 麓 及 び 北 部	
石	基	斑	晶
$\gamma_{\max}=1.575$ $\alpha_{\min}=1.557$ An 73-55		$\gamma_{\max}=1.588$ $\alpha_{\min}=1.568$ An 96-75	
—		$\beta=1.691-1.702$ Fa 19-24	—
—		$\gamma=1.684-1.694$ Fs 18-25	—
$\beta_{\min}=1.684$ $2V_{\gamma}=0^{\circ}-20^{\circ}$ $\beta \perp (010)$ $c \wedge Z=42^{\circ}$ Wo ₁₁ En ₆₃ Fs ₂₆ $\beta_{\max}=1.716$ $2V_{\gamma}=38^{\circ}-44^{\circ}$ $c \wedge Z=43^{\circ}$ Wo ₃₂ En ₂₉ Fs ₃₉	不連続 累帯 ←	$\alpha \approx \beta=1.683-1.686$ $2V_{\gamma}=15^{\circ}-0^{\circ}$ $\alpha \perp (010)$ $c \wedge Z=41^{\circ}-42^{\circ}$ Wo ₁₁ En ₆₂ Fs ₂₇ $\beta=1.685-1.695$ $2V_{\gamma}=51^{\circ}-44^{\circ}$ $c \wedge Z=43^{\circ}$ Wo ₄₃ En ₄₅ Fs ₁₂ -Wo ₃₈ En ₄₀ Fs ₂₂	不連続 累帯 ←
クリストバライト 鉄 鉍		—	クリストバライト 鉄 鉍

集合塊が認められる。

石基ピジオン輝石は柱状～長柱状自形を示し、長さは 0.5mm 以下であり、斑晶と同様に端面の発達不良である。時々 subophitic form をなすものもある。累帯構造は極めて良く発達し、常に外縁部に於て急激に普通輝石に移化し（光学的には連続）、更に鉄普通輝石へ累帯している。普通輝石はピジオン輝石よりもやや複屈折が高く、消光角 $c \wedge Z$ も僅かに大きいので両者の境界は明瞭であり、又容易に両者を区別することができる。しかし両者の間には勿論ベッケ線は認められない。屢々 (100) 上の双晶をなし、反覆しているものもある。

石基普通輝石－鉄普通輝石はピジオン輝石の外側に累帯した結晶が或いは 0.1mm 以下の自形小結晶として存在し、ピジオン輝石との量比は 1:3 である。

石基磁鉄鉍は 0.3mm 以下の八面体又はこれに近い骸晶として、チタン鉄鉍は不規則板状結晶として存在している。クリストバル石とアノソクレーズ（黒鼻山頂玄武岩のみ）は他鉱物の間隙をうめる最晩期出鉱物として僅かに認められる。

黒鼻山西麓及び北部玄武岩 黒鼻山西麓及び北部の玄武岩は上記のものに非常に良く似ているので相異点について述べる。

斑晶古銅輝石は 1mm 以下の柱状自形をなし、粒状のピジオン輝石反応縁によつて包まれている。時々ピジオン輝石と平行連晶をなすものが認められる。

石基ピジオン輝石は 0.1mm 以下の粒状結晶であり、累帯構造の発達はやゝ著しく、時々外縁部に於て急激に普通輝石へ累帯することがある。

斑晶普通輝石は 2mm 以下の短柱状自形をなし、累帯構造は殆んど示していないが、時々ピジオン輝石の薄いマントルによつて包まれていることがある。屢々 (100) 上の双晶をなしている。石基普通輝石は 0.1mm 以下の粒状結晶であり、一般にピジオン輝石よりやゝ大型である。しかしその量は後者よりも少ない。累帯構造は外縁部に於て認められ、ピジオン輝石へ移化しているものもある。

以上述べた玄武岩の構成鉱物とその光学的性質を第 1 表にモードを第 2 表に示した。

4. 早期玄武岩の化学組成

船形火山群黒鼻山—泉ヶ岳山麓一帯の玄武岩の化学組成は第 2 表に示した。これらの

第 2 表 船形火山群黒鼻山—泉ヶ岳山麓一帯の玄武岩の化学組成とモード組成

	1	2	3	4
SiO ₂	50.37	51.07	49.56	50.12
TiO ₂	0.58	1.07	0.72	1.00
Al ₂ O ₃	16.24	16.52	17.88	17.06
Fe ₂ O ₃	2.73	2.23	2.82	2.50
FeO	8.59	8.36	7.54	7.81
MnO	0.11	0.09	0.16	0.11
MgO	7.13	6.42	7.03	6.61
CaO	11.17	10.81	10.92	10.63
Na ₂ O	1.46	1.65	1.50	1.61
K ₂ O	0.21	0.20	0.22	0.18
H ₂ O+	0.73	0.82	1.16	1.57
H ₂ O-	0.36	0.62	0.86	1.00
P ₂ O ₅	0.04	0.10	0.06	0.08
Total	99.72	99.96	100.43	100.28
斑 晶 *				
斜 長 石	7.8	12.8	19.2	21.9
橄 欖 輝 石	0.6	0.6	3.3	1.9
古 銅 輝 石	1.0	0.5	1.0	0.6
ピ ジ オ ン 輝 石	2.5	2.4	0.0	1.4
普 通 輝 石	—	—	2.2	—
斜 長 石	52.0	83.8	74.6	74.3
ピ ジ オ ン 輝 石	21.4			
普 通 輝 石	7.3			
鉄 石	3.0			
クリストバル石+褐色ガラス	4.3			

* Vol. %

分析者 青木謙一郎

1. 橄欖石・古銅輝石・ピジオン輝石玄武岩，黒鼻山頂。
2. 古銅輝石・橄欖石・ピジオン輝石玄武岩，泉ヶ岳南麓。
3. 含ピジオン輝石・古銅輝石・普通輝石・橄欖石玄武岩，黒鼻山の北部。
4. 古銅輝石・普通輝石・ピジオン輝石玄武岩，黒鼻山西麓。

玄武岩は最近化学分析の行なわれた東北地方那須火山帯火山岩約 130 個のうち最も塩基性であり、 SiO_2 、 Na_2O 及び K_2O に乏しく、 CaO と MgO に富み、特に K_2O に乏しいのが特徴であり、典型的なソレーアイトマグマの分化の早期を示す。この様な化学組成の玄武岩類は本邦に於ては伊豆地方に存在するのみである。

近年マグマの分化の尺度を表わす方法として種々の計算法や図示法が行なわれている。これらの玄武岩類を 2, 3 の代表的な方法について計算してみると、久野の Solidification index¹⁾ ($\text{MgO}/\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) は 34~37, Sukheswala と Poldervaart の Differentiation index²⁾ (ノルム $\text{Q} + \text{Or} + \text{Ab}$) は 18~21, 又 Wager の $\text{Ab}/\text{Ab} + \text{An} - \text{Fe}^{+2} + \text{Mn}/\text{Fe}^{+2} + \text{Mn} + \text{Mg}$ 図³⁾ に点示すると ESB α (Early stage basalt α) の区域に入り、いずれも早期玄武岩になる。これらのことからこの玄武岩類は那須火山帯北帯本源ソレーアイトマグマに最も近い組成のものと考えられる。

5. 鉄苦土鉱物の晶出順序

船形火山群黒鼻山一帯と岳山麓一帯の早期玄武岩類はいずれも斑晶として晶出作用の早期を代表する Mg に富む鉄苦土鉱物を含み、且つ石基鉱物として累帯構造の発達した早期~晩期を示す単斜輝石を含んでいる。従つて有色鉱物の晶出順序、晶出経路、反応関係等をそれらの光学性質から、かなりくわしく推定することができる。

黒鼻山頂及び泉ヶ岳山麓と黒鼻山西麓及び同山北部の玄武岩類の晶出順序は類似しているが、普通輝石の晶出を始める時期が異なっている。前者に於ては橄欖石、灰長石、古銅輝石に続いてビジオン輝石が晶出しているが、後者に於ては橄欖石、灰長石、古銅輝石、普通輝石、ビジオン輝石の順序に晶出している。

上述の様に船形火山群の玄武岩に於ては古銅輝石の次にビジオン輝石が晶出するものと普通輝石が晶出するものとの両者が認められるが、那須火山帯北帯のその他の火山の玄武岩—安山岩類、例えば那須、蔵王、秋田向ヶ岳、荷葉、岩手、八幡平等に於てはすべて古銅輝石の次には普通輝石が晶出し、ビジオン輝石の晶出が普通輝石に先立つものは

第3表 鉄苦土鉱物の晶出順序

那須火山帯北帯ソレーアイト岩系 (ビジオン輝石質岩系)

Mg・橄欖石→古銅輝石→ビジオン輝石
透輝石質普通輝石→普通輝石→鉄普通輝石

Mg・橄欖石→古銅輝石→ビジオン輝石→鉄ビジオン輝石
透輝石→普通輝石

伊豆・箱根地方ビジオン輝石質岩系

1) 久野 久, 火山及び火山岩, 1954; Kuno, H., et al., Jap. Jour. Geol. Geogr., 28, 179~218, 1957.

2) Sukheswala, R.N. and Poldervaart, A., Bull. Geol. Soc. Am., 69, 1475~1494, 1958.

3) Wager, L.R., Geochim. et Cosmochim. Acta, 9, 217~248, 1956.

無い。

船形火山群及びその他の那須火山帯北帯 ソレーアイト岩系の有色鉱物の 晶出順序をまとめると第3表の様になっている。久野¹⁾ によつて研究された伊豆・箱根地方ビジオン輝石質岩系(ソレーアイト岩系)の鉄苔土鉱物の進化を比較するために示した。なお那須火山帯北帯に於て秋田駒ヶ岳 グレンコウ型カルデラ内の 中央火口丘熔岩のみは橄欖石、灰長石に次いで普通輝石が晶出している。

6. 輝石の晶出経路

黒鼻山頂及び泉ヶ岳山麓玄武岩に於ては先づ Mg に富む橄欖石 (Fa₁₈) が晶出し、続いてマグマと橄欖石の反応により古銅輝石 (Fs₁₆) を生じ、その組成が Fs₂₇ に達した時ビジオン輝石 (Wo_{10.6}En_{61.1}Fs_{28.3}) に転移している。ビジオン輝石は中期まで晶出を続け、Wo₃₁En₄₈Fs₃₁ の組成に達した時、その晶出を終り、これに代つて普通輝石 (Wo₃₄En₄₀Fs₂₆) が現われ、鉄普通輝石を経て最晩期にはヘデンベルグ輝石に近い鉄普通輝石 (Wo₃₂En₁₃Fs₃₅) に達している。従つてビジオン輝石と普通輝石の平行晶出は認められない。一方黒鼻山西麓及び同山北部の玄武岩に於ては橄欖石、古銅輝石に続いて透輝石質普通輝石 (Wo₄₃En₄₅Fs₁₂) が晶出し、その後に古銅輝石はビジオン輝石に転移している。以後普通輝石とビジオン輝石は平行晶出をしているが、ビジオン輝石は Wo₂₁En₄₇Fs₃₂ の組成で晶出を中止し、以後普通輝石のみとなり、鉄普通輝石 (Wo₃₆En₂₉Fs₃₅) に達している。これらの輝石の晶出経路を図示すると第1図 A, B の様になる。これらと比較し検討するために 荷葉岳田沢沢産ビジオン輝石安山岩²⁾ の構成鉱物とその光学的性質を第4表に示し、輝石の晶出経路を第1図 C に示した。なお那須火山帯北帯のソレ

第4表 荷葉岳田沢沢産ビジオン輝石安山岩の構成鉱物とその光学的性質

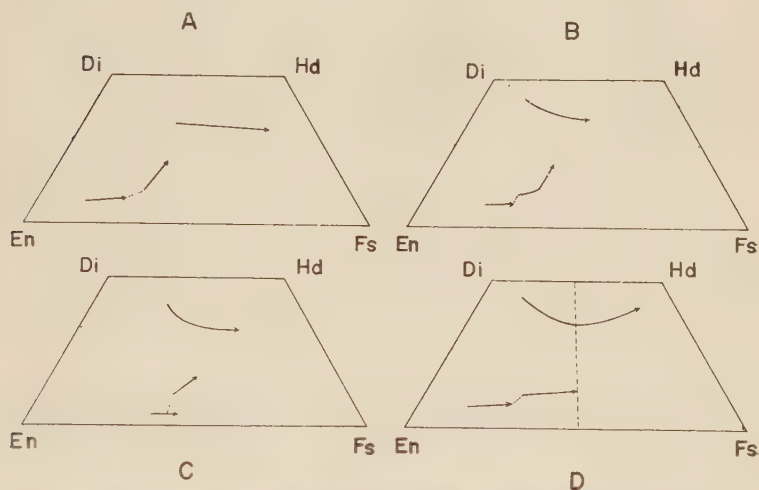
	斑 晶	石 基	モード	vol. %
斜長石	$\gamma_{\max}=1.582$ $\beta_{\min}=1.562$ An 85-58	$\gamma_{\max}=1.570$ $\beta_{\min}=1.554$ An 64-42	斑 晶	
紫蘇輝石	$\gamma=1.707-1.715$ $2V_a=61^\circ-57^\circ$ Fs 35-43	—	斜 長 石	16.4
普通輝石			紫 蘇 輝 石	0.4
ビジオン輝石	$\alpha=\beta=1.697-1.699$ $2V_v=0^\circ-10^\circ, \beta \perp (010)$ Wo ₁₁ En ₅₁ Fs ₃₈	$\beta=1.698-1.706$ $2V_v=0^\circ-15^\circ, \beta \perp (010)$ Wo ₁₁ En ₅₁ Fs ₃₈ — Wo ₁₇ En ₄₂ Fs ₄₁ —	普通輝石 + ビジオン輝石	1.9
普通輝石	$\beta=1.695-1.699$ $2V_v=49^\circ-44^\circ$ Wo ₄₀ En ₃₇ Fs ₂₃	$\beta=1.707-1.726$ $2V_v=42^\circ-46^\circ$ Wo ₃₄ En ₃₄ Fs ₃₂ ← —Wo ₃₃ En ₂₀ Fs ₄₇	磁 鉄 鉱	0.7
その他	磁鉄鉱	パーガス石, クリスト バライト, 鉄鉱, 燐灰石,	石 基	80.6

1) Kuno, H., Bull. Volcano., Ser. II, 20, 37~76, 1959.

2) 河野義礼・青木謙一郎, 前出, 1959.

ーアイト岩系火山岩中には伊豆・箱根地方ピジオン輝石質岩系¹⁾ やソレーアイト岩系粗粒玄武岩々床中の粗粒玄武岩pegmatiteやグラノファイアーの segregation vein^{1,2,3)}中に存在する様な普通輝石→ピジオン輝石又はピジオン輝石→普通輝石への連続累帯や Subcalcic augite 或いはピジオン輝石質普通輝石と呼ばれる Wo_{30} 前後を含む 単斜輝石は全く発見されていない。

第1図 輝石の晶出経路



A 黒鼻山頂及び泉ヶ岳山麓玄武岩 B 黒鼻山西麓及び同山北部玄武岩
C 荷葉岳田沢沢安山岩 D 那須火山帯北帯ソレーアイト岩系 (点線は
同輝石境界線を示す)

第1図 A, B 及び C に示したものは個々の玄武岩-安山岩マグマ中の輝石の晶出経路であり、従つて斑晶は比較的平衡に近い状態で晶出したであろうが、石英輝石はマグマの急冷による不平衡下で過冷却の状態にて生成されたものであり、これをもつて輝石の晶出経路とすることはできない。しかしこれらの輝石の晶出作用から ソレーアイトマグマの分別作用の初期～晩期の晶出経路を考察することはできる。その晶出経路を示すと第1図Dのようになる。那須火山帯北帯のその他の火山のソレーアイト岩系玄武岩-安山岩中の輝石も第1図Dの経路を辿っている。

那須火山帯北帯ソレーアイトマグマ中の輝石の晶出経路は Poldervaart と Hess⁴⁾ によつて示されたソレーアイトマグマ中の輝石及び Brown⁵⁾ によつて研究された Skaer-

1) Kuno, H., Am. Min., **40**, 70~93, 1955.

2) Kuno, H. et al., 前出, 1957.

3) 青木謙一郎, 岩鉱, **43**, 135~140, 1959.

4) Poldervaart, A. and Hess, H. H., Jour. Geol., **59**, 472~489, 1951.

5) Brown, G. M., Min. Mag., **31**, 511~543, 1957.

gaard 貫入岩体中の輝石の晶出経路に非常に良く似ている。ソレーアイトマグマの分別作用の早期には普通輝石と古銅輝石、中期には普通輝石とビジオン輝石が平行晶出しているが、晩期には鉄普通輝石のみの晶出となり、ビジオン輝石は晶出していない。この理由について Poldervaart と Hess¹⁾ はビジオン輝石とマグマの反応によつて鉄普通輝石を生ずるためであると考えた。一方 Skaergaard 貫入岩体と Beaver Bay の岩床の研究を行なつた Muir^{2,3)} は次の様に説明した。早期～中期に於ては Di-Hd-En-Fs 系は最低熔融点をもつ固溶体と固相分離線とが交叉している、云いかえると共融系をなしているので Ca に乏しい輝石と Ca に富む輝石とが平行晶出するが、分別作用が進むにつれて両区域境界線 (Cotectic boundary) は Di-Hd 線側へ移動し、遂には最低熔融点と固相分離線の頂上とは交叉しなくなり、固溶体系に変る。この点に於て Ca に乏しい輝石は晶出をやめ、以後は Ca に富む輝石の晶出のみとなる。Brown⁴⁾ もこの説を支持しているが、那須火山帯北帯ソレーアイトマグマ中の輝石の晶出作用も Muir の説によつて合理的に説明することができる。即ち早期を示す黒鼻山頂玄武岩に於ては石基ビジオン輝石と普通輝石の比は 3:1 であり、マグマの組成は En-Fs 線に近い所 (Wo₁₅) にあるが、分別作用の進んだ荷葉岳安山岩に於てはその比は 1<10 になつており、その時のマグマの組成は Di-Hd 線に近い側 (Wo₃₀) にあり、両区域境界線は明らかに En-Fs 線側から Di-Hd 線側へと移動している。黒鼻山と荷葉岳の輝石のみでなく、他の火山のソレーアイト岩系に於てもビジオン輝石と普通輝石の比は大体玄武岩から固結作用の進んだ安山岩になるにつれて小さくなつていく。

両輝石境界線⁵⁾ (Two pyroxene boundary) を黒鼻山及び荷葉岳のものから推定すると En₅₀Fs₅₀-Di₅₀Hd₅₀ である。Skaergaard 貫入岩体⁴⁾ では En₄₈Fs₅₂-Di₆₄Hd₃₆, Dillsburg 岩床⁶⁾ では En₃₅Fs₆₅-Di₅₅Hd₄₅ であり、これらとは一致しているが、那須北帯のものはこれらよりビジオン輝石の晶出時期がやや短い。

伊豆・箱根地方ビジオン輝石質岩系に於ては久野⁷⁾ に依ると第1表に示した如く、透輝石の晶出が古銅輝石に先立ち、分別作用が進むにつれてマグマの組成は Di-Hd 線側から En-Fs 線側へ進み、晩期には鉄普通輝石の代りに鉄ビジオン輝石が晶出し、那須火山帯北帯ソレーアイト岩系のものとは異なつていくが、一方 八丈島⁸⁾ の斑岩、粗粒玄武岩及び粗粒玄武岩ベグマタイト 同源捕獲岩中の輝石の経路は 那須火山帯北帯ソレーアイト岩系のもと同じであり、伊豆・箱根地方ソレーアイトマグマの輝石晶出経路は上記の様に2つのタイプがある。

1) Poldervaart, A. and Hess, H.H., 前出, 1951.

2) Muir, I.D., Min. Mag., **29**, 690~714, 1951.

3) Muir, I.D., Min. Mag., **30**, 376~388, 1954.

4) Brown, G.M., 前出, 1957.

5) 両輝石境界線は普通輝石とビジオン輝石の平行晶出から普通輝石のみの晶出に変る境界に対し Hess (Am. Min., **26**, 515~555, 573~579, 1941) によつて名付けられたが、坪井 (Jap. Jour. Geol. Geogr., **10**, 67~83, 1932) は両区域境界線に名付けている。筆者はこゝでは Hess の意に用いた。

6) Hotz, P.E., Bull. Geol. Soc. Am., **64**, 675~704, 1953.

7) Kuno, H., 前出, 1955.

8) Isshiki, N., Jap. Jour. Geol. Geogr., **29**, 55~74, 1958.

Hess¹⁾ はソレーアイトマグマから最初に晶出する輝石は普通輝石であり、斜方輝石が普通輝石に先立つことは稀であると述べているが、Walker²⁾ は Karroo 粗粒玄武岩の例を挙げてこれに反論している。結局ソレーアイトマグマから最初に晶出するのは普通輝石の場合と古銅輝石の場合の両者がある。前者の例として伊豆・箱根, Hawaii, Stillwater, Dillsburg, Skaergaard³⁾ 等であり、後者の例として那須火山帯北帯, Tasmania, Karroo, Whin, 八丈島 同源捕獲岩等が挙げられる。ソレーアイトマグマから普通輝石と古銅輝石のいずれが先に晶出するかについての明確な解釈は与えられていないが、次の様なことが考えられる。(1) 古銅輝石が先に晶出するマグマはその組成が両区域境界線よりも En·Fs 線側にある、この場合は当然である。(2) 橄欖石に続いて灰長石が晶出する場合にはマグマ中の Ca が取去られ、マグマの組成が最初は両区域境界線よりも Di·Hd 線側にあつたとしても、輝石が晶出する時期には両区域境界線よりも En·Fs 線側に移動する。つまり灰長石の分別作用の程度に支配される。古銅輝石が普通輝石よりも先に晶出するマグマに於いては橄欖石に続いて灰長石～亜灰長石が晶出するものが多い。(3) 古銅輝石が先に晶出するマグマは普通輝石が先に晶出するものよりも SiO₂ が高い様である。従つて橄欖石の晶出期が短かく、これとマグマの反応により早く古銅輝石が晶出する。しかしこの問題や晩期における輝石の晶出経路の問題については更に詳しい研究が必要である。

7. 他地域ソレーアイトとの比較

我々がマグマの分化を考察する場合、先づ問題になるのは本源マグマの化学組成である。本邦第4紀火山に於てソレーアイト岩系火山岩類は千島、那須、富士の3火山帯に分布し、近年非常に詳しい岩石学的研究がなされている。しかしこの岩系の本源マグマの化学組成を代表する分化の早期を示す玄武岩類は伊豆・箱根地方に認められたに過ぎず、その他からは発見されていなかった。従つて船形火山群から見出されたことは岩石学的考察を行なうのに非常に大きな意義を持つている。

第5表に世界の著名な地域のソレーアイト及び Green と Poldervaart⁴⁾ によつて求められた世界平均ソレーアイトを示した。たゞし船形火山群黒鼻山頂の玄武岩は無斑晶ではなく、すでに僅かに分化し、橄欖石の一部が取去られているので本源マグマはこれよりもやや MgO が多く、total FeO が少ない。しかしこの点を考慮に入れると、これをもつて本源マグマの化学組成を代表していると考えても差しつかえない。この表から明らかな様に那須火山帯北帯の本源マグマは典型的なソレーアイトであり、伊豆・箱根地方のものと最も良く似ているが、これよりもやや CaO が少なく Na₂O が多い。又大陸地域、ハワイ及び世界平均ソレーアイトと比較しても本質的な相異は認められないが、Na₂O と K₂O、特に K₂O の非常に少ないのが非常に大きな特徴である。

1) Hess, H. H., 前出, 1941.

2) Walker, F., Am. Jour. Sci., **241**, 517~520, 1943.

3) Skaergaard 貫入岩体について久野はソレーアイト岩系ではなく、高アルミナ玄武岩系としている。

4) Green, J. and Poldervaart, A., Geochim. et Cosmochim. Acta, **7**, 177~188, 1955.

第5表 ソレーアイトの化学組成

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	51.1	48.7	49.8	51.1	52.5	52.6	53.3	51.0
TiO ₂	0.6	0.6	0.7	2.8	1.0	1.1	0.6	1.4
Al ₂ O ₃	16.5	16.5	15.7	13.3	15.4	14.4	16.4	15.6
Fe ₂ O ₃	2.8	3.4	2.7	2.0	1.2	1.4	0.5	1.1
FeO	8.7	8.4	9.2	9.1	9.3	9.3	8.3	9.8
MnO	0.1	0.3	0.4	0.1	0.2	0.1	0.2	0.2
MgO	7.2	8.2	7.8	8.0	7.1	7.8	6.7	7.0
CaO	11.3	12.3	11.9	10.6	10.3	10.6	11.5	10.5
Na ₂ O	1.5	1.2	1.2	2.2	2.1	2.0	1.6	2.2
K ₂ O	0.2	0.2	0.3	0.4	0.8	0.8	0.9	1.0
P ₂ O ₅	0.1	0.1	0.1	0.3	0.1	0.2	—	0.2
SrO	—	—	0.3	—	—	—	—	—

1. 那須火山帯北帯本源マグマ
2. 伊豆・箱根地方本源マグマ¹⁾
3. 日本及びその近傍の本源マグマ²⁾
4. ハワイ諸島本源マグマ³⁾
5. カルー平均粗粒玄武岩⁴⁾
6. バリセード平均急冷玄武岩⁵⁾
7. タスマニア平均急冷玄武岩⁶⁾
8. 世界平均ソレーアイト⁷⁾

那須火山帯北帯ソレーアイト岩系は晶出分化の中期に鉄が濃集し、Karoo 粗粒玄武岩⁴⁾ (Elephant's Head と New Amalfi のものを除く) や千島火山帯ソレーアイト岩系⁸⁾ の分化経路と一致しているが、富士火山帯伊豆・箱根地方のものよりは鉄の濃集がや、劣っている。この点について先づ花崗岩質岩類又は堆積岩類の混成作用が考えられる。しかし筆者は混成作用の影響とは考えていない。確かに那須火山帯北帯には混成作用を伴ったソレーアイト岩系も存在しているが、これは噴出時期が限られ、化学組成がかなり異なっている⁹⁾。殆んどのソレーアイト岩系は混成作用を行なっていないし、若しあつたとしても僅かで分化経路には影響していない。その理由として鏡下に於て捕獲結晶や同化作用の痕跡が殆んど認められない、混成作用によつて当然増加すべき筈である K₂O の増加が全く認められない、磁鉄鉱が早期に晶出していない、混成作用によ

- 1) 久野 久, 前出, 168, 1954.
- 2) Kuno, H., Jour. Petrology, **1**, 141, 1960.
- 3) Kuno, H., et al., 前出, 213, 1957.
- 4) Walker, F. and Poldervaart, A., Bull. Geol. Soc. Am., **60**, 591~706, 1949.
- 5) Hotz, P.E., 前出, **64**, 692, 1953.
- 6) Edwards, A.B., Jour. Geol., **50**, 465, 1942.
- 7) Green, J. and Poldervaart, A. Geochim. et Cosmochim. Acta, **7**, 185, 1955.
- 8) 勝井義雄, 北海道地質要報, **38**, 27~47, 1959.
- 9) Kawano, Y., Yagi, K. and Aoki, K., 前出, 1961.

つて最も影響を受けるのはマグマ中の SiO_2 の増加であり、その結果、Peacock のアルカリ-石灰指数は高くなる筈である、しかし伊豆・箱根地方のものは 66.0、那須火山帯北帯のものは 64.0 であり、前者よりも低い。筆者が研究し、又文献から調べた限り、混成作用の影響を受けた岩系は、それを受けない岩系、つまり本源マグマの晶出分化作用によつて生じた岩系よりも例外なくアルカリ-石灰指数が高いか又は同じであり、低くなることはない。

那須火山帯北帯と伊豆・箱根地方ソレーイト岩系の分化の中期における鉄の濃集の差は本源マグマの化学組成の僅かの差及びマグマから早期に晶出する斜長石及び有色鉱物の分別晶出の程度に帰因する。既に述べた様に前者は後者に比し、 CaO が少なく、 Na_2O が多い。又第3表に示した如く有色鉱物の晶出順序が異なっている。前者はマグマの分化の早期に灰長石の分別晶出が著しく、有色鉱物に於ては古銅輝石が普通輝石に先立つて晶出し、しかも有色鉱物の分別晶出が余り著しくなかつたので後者における程、中期の鉄の濃集が行なわれなかつた。なお那須火山帯北帯ソレーイトマグマからの磁鉄鉱の晶出時期は輝石よりも遅れ、中期の基性安山岩質マグマからであり、中期の鉄の濃集の度合には直接影響をもたらしていない。

阿武地区アルカリ玄武岩類中の普通輝石斑晶

On the augite phenocryst in alkali basalts from
the Abu district

応地善雄 (Yoshio Ōji)*

Abstract: Two phenocrystic augites in trachybasalts from the Abu district, Yamaguchi prefecture are microscopically and chemically investigated. As a result, it is found that augite from Horikoshi is diopsidic augite expressed by chemical formula

$(\text{Ca}_{0.87}\text{Na}_{0.02})_{0.89}(\text{Fe}''_{0.11}\text{Fe}'')_{0.06}\text{Mg}_{0.90}\text{Ti}_{0.01}\text{Al}_{0.02})_{1.10}(\text{Si}_{1.92}\text{Al}_{0.08})_{2.00}\text{O}_{6.00}$
and that augite from Kunigatoge is titanaugite by chemical formula

$(\text{Ca}_{0.85}\text{Na}_{0.03})_{0.88}(\text{Fe}''_{0.12}\text{Fe}'')_{0.08}\text{Mg}_{0.77}\text{Ti}_{0.03}\text{Al}_{0.08})_{1.08}(\text{Si}_{1.83}\text{Al}_{0.17})_{2.00}\text{O}_{6.00}$

In the evolution of the clinopyroxene in trachybasalt from this district, the composition of the former augite represents the earliest stage, while the later represents the latest one, so the crystallization trend of clinopyroxene of this district can be assumed parallel to the Di-Hd line within the field of augite-salite as stated by Wilkinson.

1. 序

普通輝石はアルカリ岩系玄武岩類を構成する主要な造岩鉱物であるが、西山陰及び北九州地域の粗面玄武岩類中の普通輝石の化学組成の記載は極めて少い。西山陰地域のこれらの岩類中に、普通輝石は斑晶及び石基として含まれているが、極めて小さい。しかし、阿武地⁽¹⁾の粗面玄武岩類の斑晶として産するものゝうち、可成り大きく、簡単に分離しうるものがあるので、その光学的、化学的性質を検討した。こゝに、その結果を記述する。

この実験は東北大学岩鉱教室で行った。又、試料の採取及び分離に協力をえた石橋澄、鬼塚哲彦両君に謝意を表する。

2. 産状と光学的性質

化学分析を行つた普通輝石は2個である。それらの産状と光学的性質について述べる。

(1) 堀越産：阿武郡福賀村堀越附近及び権現山に分布する粗面玄武岩中の斑晶として産する。本岩は黒色多孔質、斑晶として普通輝石のほかには橄欖石があり、石英捕獲結晶を含んでいる。斑晶普通輝石は淡緑色、鏡下で、大きさ3mm以下の自形を呈し、多色性は示さない。(100)双晶及び累帯構造が認められるが、顕著でない。殆ど変質をしめ

* 福岡学芸大学福岡分校

1) 応地善雄, 岩鉱, 44, 129~141, 1960.

第1表 分析された輝石斑晶を含む母岩の化学組成

Nos.	1	2
SiO ₂	52.02	50.82
TiO ₂	1.67	1.29
Al ₂ O ₃	16.31	17.57
Fe ₂ O ₃	2.01	1.34
FeO	6.24	6.94
MnO	0.14	0.09
MgO	6.74	4.97
CaO	8.17	9.22
Na ₂ O	4.27	3.93
K ₂ O	1.44	1.67
P ₂ O ₅	0.67	0.75
H ₂ O+	0.69	0.86
H ₂ O-	0.23	0.34
Total	100.60	99.83

1. 透輝石質普通輝石, チタン輝石榑欖石粗面玄武岩, 堀越
2. 角閃石チタン輝石榑欖石粗面安山岩, 国ヶ峠
分析者 応地善雄

第2表 阿武地区粗面玄武岩類中の斑晶輝石の化学組成と光学的性質

Wt. %			Atomic ratio		
	1	2		1	2
SiO ₂	52.30	49.68	Si	1.92	1.83
TiO ₂	0.51	1.04	Al	0.08	0.17
Al ₂ O ₃	2.29	5.72	Al	0.02	0.08
Fe ₂ O ₃	2.19	3.07	Ti	0.01	0.03
FeO	3.73	4.04	Fe'''	0.06	0.08
MnO	0.15	0.09	Fe''	0.11	0.12
MgO	16.35	13.94	Mn	—	—
CaO	22.06	21.44	Mg	0.90	0.77
Na ₂ O	0.30	0.80	Ca	0.87	0.85
K ₂ O	0.03	0.13	Na	0.02	0.03
H ₂ O+	0.12	0.15	K	—	—
H ₂ O-	0.54	0.53	O	6.00	6.00
Total	100.57	100.64			

	1	2
α min.	1.677	1.681
β range	1.684~1.691	1.691~1.703
γ max.	1.713	1.718
2V _y	58°~54°	61°~54°
c \wedge Z	44°	51°
多色性		
X'	—	微黄褐色~淡褐色
Z'		微黄緑色~淡褐緑色

1. 堀越
 2. 国ヶ峠
- 分析者, 応地善雄

第1図 国ヶ峠産輝石の累帯構造



(打点部, ソーダにとむ部分)

していないが, 僅かに Mag-ma と反応して, 虫喰状に結晶内部が侵されているものが認められる。又, 一般に包裹物は少ない。この普通輝石は石基鉱物としては現出していない。母岩の斑晶として, この普通輝石のほか, 微弱な多色性をしめす淡黄褐色の, やゝ屈折率の高いチタン輝石を含んでいるが, これは大きさ 0.8mm 以下で少量である。又, 多量の榑欖石 (Fa 15~18) も含まれている。石基は斜長石 (An55~48), アノソクレース, 榑欖石 (Fa 26~32) チタン輝石 ($\beta=1.687\sim1.705$, $2V_y=55^\circ\sim52^\circ$) 磁鉄鉱, チタン鉄鉱, 磷灰石及び褐色ガラスからなる。又, 稀に古銅輝石 (Fs 15) を斑晶状に有するが, これは単晶として産せず, 榑欖石及び普通輝石に包囲されている。この産状から, 基盤岩

又は輝石団塊からの捕獲結晶であろうと思われる。石英及び斜長石捕獲結晶も含まれている。第1表 No. 1 に母岩の化学組成を示した。

(2) 国ヶ峠産：阿武郡小川町国ヶ峠附近に台地を形成して、粗面安山岩が分布している。この岩石は灰黒色緻密、流理構造がいちじるしく、輝石及び角閃石斑晶が認められる。この輝石は大きさ 1.5mm 以下の自形～半自形を呈し、(100) 双晶及び異帯構造が顕著である。一般に微弱な多色性を示すが、あるものは第1図に示す様に、結晶内部で、褐緑色～緑色、多色のいちじるしい部分がみられる。これは恐らく曹達にとむ部分であろうと思われる。母岩の斑晶は、このほか角閃石とチタン磁鉄鉱がみられる。角閃石は殆んどオバサイト反応縁をのこすのみである。石基は斜長石 (An55~44) アノソクレス、カリ斜長石、橄欖石、普通輝石 ($\beta=1.699\sim1.707$, $2V_{\gamma}=57^{\circ}\sim51^{\circ}$) 磁鉄鉱、チタン鉄鉱、黒雲母、燐灰石などからなる。母岩の化学組成は第1表, No. 2 に示した。

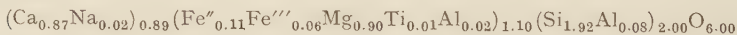
堀越及び国ヶ峠産普通輝石の光学的性質は第2表に示した。この表に見る如く、前者は屈折率や、低く、多色性を示さないことで後者とことなっている。後者は前述の様に褐緑色のいちじるしい多色性を示す部分をふくんでいることが特徴的で、これは阿武地区粗面玄武岩の斑晶輝石としてしばしば認められる。

3. 化学組成

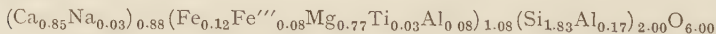
分析に用いた普通輝石2個はいずれも、約 48 メッシュにくだかれた母岩から手選によつて先づ採集された。これを 120~150 メッシュに細粒化し、アイソダイナミックセパレーターを用いて不純物を除去した。第2表にそれらの化学組成を示した。この表によれば、堀越産及び国ヶ峠産の斑晶普通輝石の間に TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$, MgO , Na_2O などに可成りいちじるしい差異が認められる。

次に化学分析から算出した二つの普通輝石の化学式を示す。

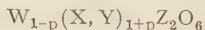
堀越産



国ヶ峠産



これらは Hess¹⁾ によつて与えられた輝石の一般式



但し $\text{W}=\text{Ca}^{+2}$, Na^{+1} , K^{+1} , $\text{X}=\text{Mg}^{+2}$, Fe^{+2} , Mn^{+2} , Ni^{+2} , $\text{Y}=\text{Al}^{+3}$, Fe^{+3} , Cr^{+3} , Ti^{+4} , $\text{Z}=\text{Si}^{+4}$, Al^{+3} , に良く一致する。

4. 本邦及び近縁地域アルカリ岩中の輝石との比較

第3表は本邦及び近縁地域のアルカリ岩中の輝石の化学組成と光学的性質を示している。これらと本地域の輝石を比較すれば、堀越産普通輝石は TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ に乏しく、 SiO_2 , CaO 及び MgO にとみ、西岳産のものに類似する。光学的性質も殆ど全くこれと一致している。いずれも透輝石分子を多く含み、透輝石質普通輝石に属し、 $\text{Wo}_{45}\text{En}_{45}\text{Fs}_{10}$ として表示される。一方、国ヶ峠産のものはこれらに比較して、 TiO_2 ,

1) Hess, H. H., Am. Min., 34, 621~666, 1949.

第3表 本邦及近縁地域アルカリ岩中の輝石の化学組成と光学的性質

Nos.	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	51.66	48.11	49.71	50.64	49.19	48.99	46.76
TiO ₂	0.33	1.14	0.75	1.05	0.91	2.83	2.96
Al ₂ O ₃	4.05	7.26	8.05	4.21	3.39	3.29	6.26
Fe ₂ O ₃	2.73	3.13	2.56	3.64	3.86	2.16	1.45
FeO	3.10	4.86	6.10	7.19	4.53	7.56	8.92
MnO	—	0.11	—	0.20	0.17	0.05	0.16
MgO	17.43	14.04	14.18	11.12	14.27	13.24	12.07
CaO	20.35	20.46	17.07	20.73	22.02	21.72	20.34
Na ₂ O	0.21	0.66	—	0.75	0.56	0.49	0.43
K ₂ O	tr.	0.04	—	0.16	0.05	0.22	0.28
H ₂ O+	} 0.33	0.33	—	} 0.42	0.82	—	—
H ₂ O-		0.11	—		0.61	0.22	0.89
Total	100.69	100.24	98.42	100.11	100.43	100.77	100.52
分析者	大橋	青木	地調	原口	河野	八木	八木
Ca:Mg: :Fe	43:52:5	44.5:42.5:13	41:41:18	49:37:14	48:44:8	46:39:16	45:38:17
屈 折 率	$\alpha=1.6859$ $\beta=1.700$ $\beta=1.6917$ ~ 1.701 $\gamma=1.7105$		$\beta=1.685\sim$ 1.702 ± 0.003		$n_1=1.695$ $\alpha'=1.703$ $\alpha'=1.694$ $n_2=1.713$ $\gamma'=1.723$ $\gamma'=1.719$ on(110) on(110)		
2V(+)	58°33'	51°~53° r>v	51°~56°	50°~57° r>v	33.5°, 37°, 41°	38°, 50°, 53°	
c \wedge Z	42°	48°		42°~48°	36°~43°	36°~43°	
母 岩	玄武岩	輝石団塊	橄欖石玄武岩	アルカリ 粗粒玄武岩	アルカリ 粗粒玄武岩	アルカリ 粗粒玄武岩	

1. 普通輝石, 佐賀西ヶ岳¹⁾
2. 含アルミナ・チタン輝石, 宅岐島小牧²⁾
3. 普通輝石, 萩市宇山岬³⁾

4. チタン輝石, 済州島漢拏山⁴⁾
5. 普通輝石, 根室海岸⁵⁾
- 6,7. チタン輝石, 樺太諸津⁶⁾

Al₂O₃, FeO+Fe₂O₃, Na₂O にとみ, 光学的性質のうち, 屈折率が可成り高くなっている。本表のうちでは根室海岸産のものに最も類似している。本地域の萩東方鶴山岬産のものに比較すると, TiO₂, CaO が顕著に多く, Al₂O₃ が相当小さい値をしめしている。又, 国ヶ峠産の普通輝石は Na₂O に最も富んでいる。これは前述の如く, 結晶中に Na にとむ部分がふくまれていることから, この事は理解されうる。

本地区堀越及び国ヶ峠輝石と前掲の第3表に示した各産地の輝石を Wo En Fs 三角図に点示したものは第2図に示した。この図から明から如く, これらのアルカリ岩中

- 1) Ōhashi, R., Min. Mag., **19**, 179, 1921.
- 2) Aoki, K., Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. III, **6**, 278, 1959.
- 3) Sugii, K., Mem. Fac. Sci. Kyūsyū Univ., Ser. D, **1**, 77, 1942.
- 4) 原口九万, 火山, **1**, 50, 1931.
- 5) 河野義礼, 地学, **54**, 251~254, 1942.
- 6) Yagi, K., Bull. Geol. Soc. Am., **64**, 780, 1953.

第2図 本邦及び近縁地域のアルカリ岩中の普通輝石成分を示す
Wo-En-Fs 三角形図



1. 西岳 2. 宍喰島小牧 3. 鵜山岬 4. 漢拏山 5. 根室海岸
6. 7. 諸津 8. 堀越 9. 国ヶ峠

の輝石はいずれも Di-Hd 線よりも下方に落ち、透輝石及びサーライト輝石の領域内又はそれに近く点示される。このことは富田¹⁾ ののべた“アルカリ岩中の普通輝石は Wo 分子にとみ、Di-Hd 線より上部に落ちる”という事実と異なっており、河野²⁾ 及び Wilkinson³⁾ の所説と一致する。

アルカリ岩中の輝石の晶出関係をみるに、最も早期に晶出するものは透輝石質普通輝石である。例えば、八木⁴⁾ は諸津地方アルカリ岩について、最も早期の透輝石質普通輝石として、その成分を $Wo_{52}En_{39}Fs_9$ (Wt%) と推定している。一方、Wilkinson はアルカリ結晶玄武岩漿に於ける単斜輝石の結晶作用の経路は透輝石—サーライトの領域内で Di-Hd 線に平行であり、 $Ca_{45}Mg_{25}Fe_{30}$ より Fe にとむ成分を有する単斜輝石は比較的稀であることを明かにしている。さて、本地区堀越産透輝石質普通輝石は、その母岩はかならずしも、本地区アルカリ玄武岩類の早期を示すものではない。しかし、同様の普通輝石は他のより早期と思われる玄武岩にも見出されるので、この透輝石質普通輝石は本地区アルカリ玄武岩類の最も早期のものを暗示しているものと考えられる。又、国ヶ峠産チタン輝石の母岩は本地区では最も晩期を示すと思われる粗面安山岩であるので、この中に含まれるチタン輝石は本地区のアルカリ玄武岩類の最も晩期に近いものを示していると考えて差支えない。従つて、本地区アルカリ岩の単斜輝石の進化は第2図で明かな如く、Di-Hd 線に平行に透輝石質普通輝石→サーライト輝石の領域内で進行したものといえる。これは、吉木⁵⁾ が宍喰島及びその附近のアルカリ岩の最も早期の単斜輝石の成分として推定した $Wo_{45}En_{40}Fs_{15}$ より、やや Mg にとんだものである。

- 1) 富田 達, 地質雑, **44**, 953, 1937.
2) 河野義礼, 地質雑, **54**, 251~254, 1942.
3) Wilkinson, J. F. G., Am. Min., **41**, 724~743, 1956.
4) Yagi, K., 前出, **64**, 769~810, 1953.
5) Aoki, K., 前出, 300, 1959.

豊蟻鉾山産蠟石に見られる「虎石」および 「目玉石」の鉾物組成について

On the mineral compositions of "Toraisi" and "Medamaisi"
in pyrophyllite ore from the Toyoro Mine

天 藤 森 雄 (Morio Amafuji)*

1. 緒 言

蠟石鉾床に産出するいわゆる「虎石」および「目玉石」について従来より若干の報告がなされている。それらによると一般に、前者はパイロフィライトのマトリックスとコランダムの斑状あるいは縞状集合とよりなる部分であり、また後者はパイロフィライト中の結核状ダイアスポア集合体であつて、多くは球に近い形を示すものであると記載されている¹⁾²⁾³⁾。

筆者は広島県豊蟻鉾山産の若干の蠟石試料の顕微鏡観察を行つた際に二、三の新らしい結果を得たのでこれを報告する。今回報告する研究結果によれば、この鉾山に産出する「虎石」および「目玉石」の構成鉾物は従来のそれらのものの鉾物組合せと異つていることが明らかとなつた。研究方法としては顕微鏡下の観察の他にX線粉末法による検討をも使用した。この結果は今後蠟石の鉾物組成を研究するに当り二、三の指示を与えるものと考えられる。

2. 豊蟻鉾山の位置および地質鉾床概要

豊蟻鉾山は広島県豊田郡米町字後谷地内にあり、黒雲母花崗岩を覆つて当地域に広く分布する石英粗面岩中に胚胎する淺熱水性の不規則塊状交代鉾床としてのパイロフィライト鉾床を稼行している。

二、三の主要な鉾床が稼行されているが、各鉾床ともパイロフィライト、石英、コランダム、ダイアスポア等より構成される蠟石類を産出し、またその富鉾体からカオリン、ダイアスポアよりなる「白蠟」をも産出する。鉾床によつては斑状および縞状構造を示すいわゆる「虎石」、あるいは結節状の構造を示すいわゆる「目玉石」を多く含む部分がある⁴⁾。

3. 蠟 石 試 料

研究に使用した鉾石は次の4種である。すなわち、

(1) 上級品：部分的に薄桃色の部分を混えたや、蠟感のある白色のマトリックスの中に、2mm~5mm大の濃青色球状粒(いわゆる「虎石」の斑状模様)と、5mm~20mm大

* 小野田セメント株式会社中央研究所

- 1) 吉木文平，地質，**33**，273~295，1926.
- 2) 安藤武，地調報告，**147**，1~33，1952.
- 3) 木村守弘，地質，**75**，499~508，1951.
- 4) 上野三義，地調月報，**11**，13~30，1960.

の灰色を呈した結節塊（いわゆる「目玉石」）とが混在している。「目玉石」は周囲が茶褐色物質に汚染され、内部は一般に灰色を呈するが青色の部分混ざることが多い。

(2) 中級品：肉眼的な外観はほぼ上級品と同じであるが、たゞし上記上級品に比して、マトリックスの部分はやゝ蠟感に乏しく、また「虎石」の構造を示す斑状部分および「目玉石」の構造を示す結節塊部分の量はやゝ少ない。

(3) 並1級品：蠟感の乏しい薄桃色のマトリックスの中に、2m/m以下の濃青色球状小粒が多く散在している。

(4) 並2級品：肉眼的な外観はほぼ並1級品と同じであるが、たゞしこの試料には幅5m/m位の濃青色脈があり（いわゆる「虎石」の縞状模様）、その両側の5m/m~10m/mの範囲は白色を呈す。

4. 顕微鏡観察結果

上記の蠟石試料より十数枚の薄片を作製して顕微鏡観察を行つたが、ここでは観察結果についての記載は略し、上級品、並2級品および「目玉石」の一部について述べる。

(1) 上級品：マトリックスは 20μ 以下の葉片状のパイロフィライト極微粒（ $2\sim 3\mu$ ）以下のカオリナイトのみよりなる。このマトリックスの中に $2\sim 3\text{m/m}$ 位の球状乃至は球状に近い不規則形の結晶団塊が散在しているが、これは肉眼的に見た濃青色球状小粒と一致するものである。他に同じ様な結晶団塊で幅 500μ 位の脈状の形態を呈するものがあり、また $50\sim 300\mu$ の小団塊が集合している部分も多く認められる（第1図-1, 2）。この結晶団塊の内部組織は2層に分れること多く、外層の $100\sim 200\mu$ の範囲は高屈折率、低複屈折のコランダム微晶（ $2\sim 3\mu$ ）の集合よりなり、内核部は高屈折率、高複屈折の繊維状ダイアスポア結晶の集合よりなる（第1図-3, 4）。

この繊維状結晶の大きさは一般に幅 $10\sim 20\mu$ 、長さ $100\sim 1,000\mu$ であるが、一部には $1,000\mu$ を越えるものもある。その光学的性質は伸長方向正、直偏光、屈折率 $n_o 1.745$ 、 $n_e 1.719$ であり、以上の性質はダイアスポアの性質に近似している¹⁾。さらに結晶団塊の外周には $10\sim 20\mu$ 位の厚さで茶褐色の物質が附着しているが、その部分は $1\sim 2\mu$ 位の非常に微粒の鉍物からなり、その性質については未明である。

なお上記の様な結晶団塊の内部組織が2層に分れる現象は結晶団塊の大きさが約2m/m以上の場合に見られ、 $50\sim 300\mu$ の小さな結晶団塊の場合は殆んどコランダム微晶のみよりなることも観察された。

(2) 並2級品：マトリックスは上級品の場合とほぼ同一で、 20μ 以下の葉片状のパイロフィライトと極微粒（ 3μ 以下）のカオリナイトよりなる。たゞし上級品の場合に比較してパイロフィライトの結晶は 20μ 位のものが多く様である。この鉍石に含まれる斑状の結晶団塊部（肉眼的な外観濃青色球状小粒に相当するもの）は大部分ダイアスポア結晶よりなるが、一部にはコランダム結晶をも含む様である（第1図-5, 6）。このダイアスポアの結晶部は板状結晶の集合（大きさは $50\sim 300\mu$ ）よりなり、しばしば $1\sim 2\text{m/m}$ 大の集団をなして存在する。この試料に於いては上級品の場合の様に結晶団塊の内部組織が層

1) 既報のダイアスポア結晶の伸長方向は正、負いずれも観察されるはずであるが、この場合は大部分が正を示した。この点について疑問を生じたので、X線粉末廻折法によりこの鉍物を検討した結果、すべてダイアスポアである事が確認された。

に分れてダイアスポア、コランダムが特徴ある現われ方をする事はない。

肉眼的・外観濃青色脈（縞状「虎石」）に相当する部分は前述の如く幅 15~30m/m 位の白色脈の中に存在するが、前者は主としてダイアスポアと一部にコランダム、後者は主としてカオリナイトおよび可成りの量の明礬石 (alunite) よりなる。又後者にはパイロフィライト結晶の団塊が多く存在する（第2図-1,2）。

脈中のダイアスポア結晶は上記の場合とは同じで、50~100 μ の板状結晶がしばしば集団をなして存在する。カオリナイトの結晶の大きさは10 μ 以下であり、明礬石は50~100 μ の大きさのものが脈状に配列するかあるいは団塊をなして存在する。

(3) 「目玉石」: 「目玉石」は外層と内核部の2層に分れ、外層部は主としてパイロフィライトと一部にダイアスポア、内核部は主としてコランダムと紅柱石 (andalusite) とよりなる（第2図-3,4,6）。

外層部の厚さは0.5~3m/mで、パイロフィライトの大きさは10 μ 以下の微細のもの多く、ダイアスポアは不規則形状のものが結晶団塊をなして存在する¹⁾。

内核部のコランダム結晶と紅柱石の結晶は極めて特徴のある集合状態を示す。すなわち、コランダムの結晶は上級品の斑状結晶団塊に於ける場合の如く、大きさ50~100 μ の球状もしくはこれが集つて出来た不規則形の結晶団塊中に、10 μ 以下の大きさのものが集まつて存在し、紅柱石の結晶はこのコランダムの結晶団塊の間隙部に、幅約50 μ 、長さ200~300 μ の長柱状をなして放射状に発達している。

この紅柱石の光学的性質は、伸長方向 負、直消光、屈折率 α 1.6208, γ 1.6294 である。

5. X線粉末法による検討

前項顕微鏡観察結果を確認するため、次の数種の粉末試料によりX線廻折を行つた。

- (1) 上級品のマトリックス
- (2) 上級品中の「虎石」斑状部分
- (3) 上級品中の「目玉石」
- (4) 2級品
- (5) 2級品中の「虎石」斑状部分
- (6) 2級品中の「虎石」縞状脈の多い部分

試料の選別はハンマーで細かく粉碎後ピンセットで行つたものである。

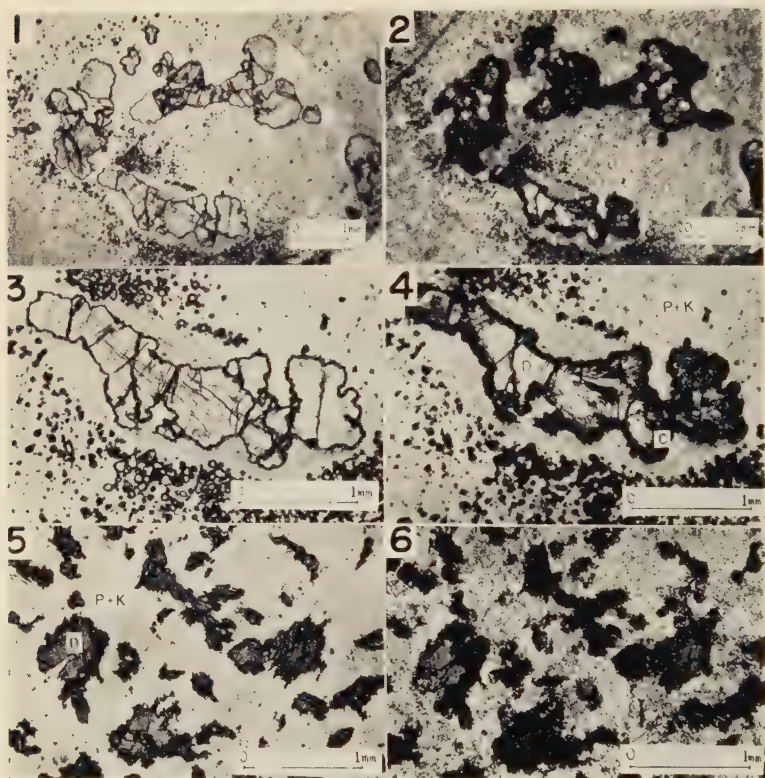
検討した結果は別表に示したが顕微鏡観察結果と極めて良く一致する。

6. 考 察

上級品の中に含まれる「虎石」の球状斑点部分の内核部がダイアスポアの繊維状結晶よりなり、外層部がコランダムの微晶よりなっているが、この事實は、ダイアスポアの結晶がそれが安定なる範囲を越えた温度条件を与えられたため、結晶の周辺部より分解して脱水作用を起し、その場所にコランダムの微晶を残したという事を暗示するものと考えらる。

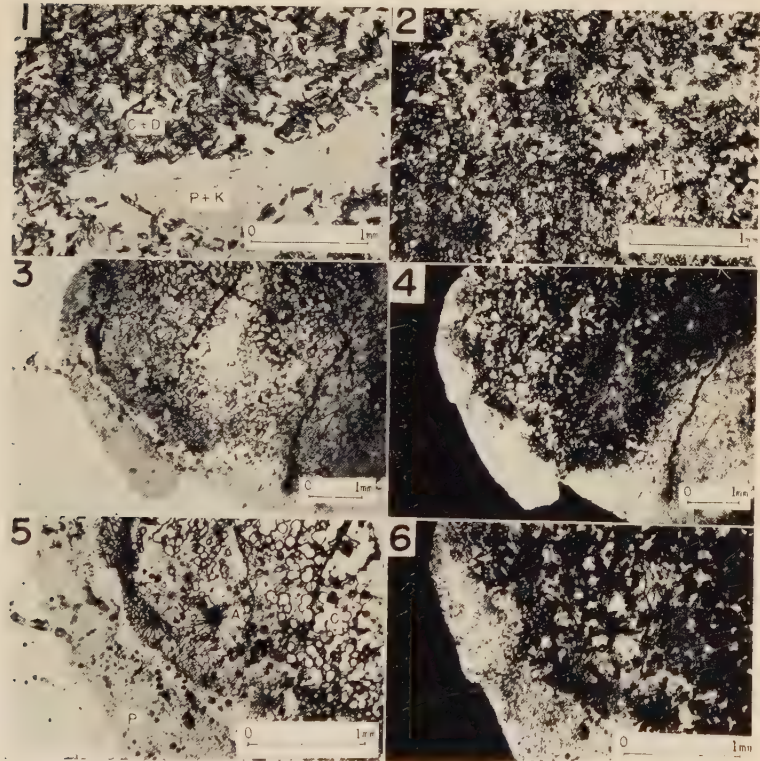
1) 外層部のパイロフィライト中にダイアスポアの明瞭な柱状結晶することがあり、この結晶の光学的伸長方向は正、負いずれをも示す。

第 1 図



- 1 : 上級品中に含まれる斑状結晶団塊。偏光ニコルのみ。
 2 : 同上。十字ニコル。
 3 : 同上。一部拡大。偏光ニコルのみ。
 4 : 同上。十字ニコル。内核部の複屈折の高い結晶はダイアスポア。外層部の複屈折の極めて低い結晶はコランダム。マトリックスはパイロフィライトとカオリナイトよりなる。
 5 : 2級品中に含まれる斑状結晶団塊。偏光ニコルのみ。
 6 : 同上。十字ニコル。主としてダイアスポアの板状結晶の集合よりなる。マトリックスはパイロフィライトとカオリナイトよりなる。
 C : コランダム, D : ダイアスポア, P : パイロフィライト, K : カオリナイト

第 2 図



- 1 : 2 級品中に含まれる脈状結晶団塊。偏光ニコルのみ。
- 2 : 同上。十字ニコル。主としてコランダム（ Al_2O_3 ）の板状結晶の集合よりなる。ダイアスポアの結晶も可成り含まれる。マトリックスはカオリナイト、パイロフィライト、明礬石よりなる。
- 3 : 目玉石の組織。偏光ニコルのみ。
- 4 : 同上。十字ニコル。
- 5 : 同上。一部拡大。偏光ニコルのみ。
- 6 : 同上。十字ニコル。内核部はコランダム（ Al_2O_3 ）の結晶団塊と紅柱石結晶の放射状集合部よりなり、外層部は主としてパイロフィライトよりなる。
- C : コランダム, D : ダイアスポア, P : パイロフィライト, A : 紅柱石, T : 明礬石。

第1表 試料のX線粉末法による廻折結果

2θ ($\text{CuK}\alpha$)	(1) 上級品マトリックス			(2) 上級品「虎石」斑状部分			(3) 上級品中の「目玉石」		
	d (Å)	I*	鉱物	d (Å)	I	鉱物	d (Å)	I	鉱物
10°	9.3	10	P	9.3	2	P	9.5	5.5	P
	7.2	2	K	7.2	1	K	7.2	3	K
	4.6	6	P	4.6	1	P	5.6	1.5	A
20°	4.4	5	K				4.7	1.5	D
							4.6	4	P + A
30°	4.26	4	K	4.01	4	D	4.43	1	K
	4.18	3	K	3.49	4	C	4.00	3.5	D
	4.07	2	P	3.07	2.5	P	3.59	2	K
40°	3.59	2	K				3.52	4	A
	3.06	13	P				3.50	4	C + A
							3.07	8	P
50°	2.96	1	P	2.55	8	P + C + D	2.78	11	A
	2.55	5	P + K	2.38	2.5	C	2.56	2	P + C + D
	2.42	5	P	2.32	2	D	2.47	3	A
60°							2.42	1	P
							2.36	1	A
							2.32	1	D
70°							2.28	1	A
80°	2.15	1	?	2.13	1	D	2.17	4	A
	2.08	1	P	2.09	7	P + C	2.13	1	D
	2.06	1	P				2.08	2	P + C
90°	1.84	1	P				1.84	1	P
100°	1.69	1	P	1.74	2.5	C	1.63	1.5	P + D
	1.65	1	P	1.63	1	P + D	1.60	1	C
	1.63	1	P	1.60	6.5	C			

* I: $\text{CuK}\alpha$ radiation によるピークの高さ

P = パイロフライト C = コランダム K = カオリナイト

この相変化は Roy および Osborn¹⁾, あるいは Kennedy²⁾ 等の熱水高圧下の実験結果では 400~500°C の範囲で起るとされているが、パイロフライト化作用³⁾ に於いては 300~400°C 位の範囲でパイロフライトとダイアスポアが容易に共生すると考えられているので、400°C 以下で最初に生成したダイアスポアがパイロフライト化作用の途中で 400°C 以上の温度条件を与えられて相変化を起したと見做す事は無理ではないであろう(第3図)。この点を考えると、2級品中の「虎石」部分が主としてダイアスポアよりなる事より、この2級品中のダイアスポアの結晶がパイロフライト化作用中の環境および条件の変化を受けて相変化を起し、上級品中の様な特徴ある内部組織を持った結晶団塊に変ったとも考え得る。

1) Roy, R. and Osborn, E. F., Am. Mineral., **39**, 853~885, 1954.2) Kennedy, G. C., Am. Jour. Sci., **257**, 563~573, 1959, Trans. Am. Geoph. Union., **41**, 283~286, 1960.

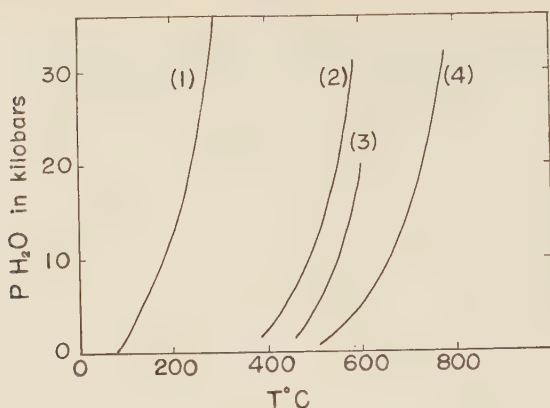
3) 岩生周一, 須藤俊男, 鉱床学の進歩, 230~251, 1956.

(4) 二 級 品			(5) 二級品「虎石」斑状部分			(6) 二級品「虎石」縞状部分		
p (Å)	I	鉱 物	d (Å)	I	鉱 物	d (Å)	I	鉱 物
9.5	11	P	9.3	5	P	9.3	1.5	P
7.2	6	K	7.2	5	K	7.2	15	K
4.6	6	P	4.6	3	P	4.96	1.5	T
4.5	3.5	K	4.4	3	K	4.63	1	P
						4.47	3	K
4.2	3	K	4.2	2	K	4.02	6	D
4.00	4	D	3.99	7	D	3.59	10	K
3.59	4	K	3.57	5	K	3.50	1.5	C + T
3.07	13	P	3.49	2	C	3.07	2	P
			3.07	6	P	2.98	4	T
2.55	4	C + D + P + K	2.55	8	P + C + D + K	2.56	4	P + C + D + K
2.42	3	P	2.42	2	P	2.50	1	T
2.33	1	K	2.38	1	C	2.42	1	P
2.31	1	D	2.32	2	D + K	2.36	1.5	C
						2.34	2	K
						2.32	2	D
2.09	3	C + P + D	2.09	4	P + C + D	2.13	1	D
1.84	1.5	P	1.84	0.5	P	2.09	2	C + D
						1.99	0.5	T
						1.90	1.5	T
1.63	1.5	D + P	1.74	1	C	1.75	1	C + T
1.60	1.5	C	1.63	2	P + D	1.63	2	P + D
			1.60	4	C	1.60	2	C

D = ダイアスポア T = 明礬石 A = 紅柱石

顕微鏡試験結果中特に留意すべきことは、上級品の「虎石」に含まれるダイアスポア結晶がいずれも繊維状の形状を示し、かつその殆んど大部分が光学的伸長方向正を示す事である。この理由は不明であるが、恐らく結晶の生成履歴あるいはその後の環境の影響に基づくものと考え。今後検討を要すべき問題と考える。

2級品中の縞状「虎石」部分は、パイロフィライト化作用の後の熱水作用によつてパイロフィライトを切つて脈状にカオリン化作用が行われた時、原石の斑状「虎石」部分が取り込まれて濃集したものであり、したがつて白色のカオリン脈中に濃青色の縞状脈が形成されたと考え得る。「目玉石」については、その核の形成が原石に由来するものかあるいはパイロフィライト化作用によるものかという基本的課題を地質学的物理化学的考察の下に究明されなければならない、さらに組織について論ずるために多くの問題を解明する必要がある、こゝでは説明を省略する。

第3図 $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 系鉱物の平衡図 (G. C. Kennedy による)

- (1) $\text{Gibbsite} \rightleftharpoons \text{Diaspore} + \text{H}_2\text{O}$
- (2) $\text{Diaspore} \rightleftharpoons \text{Corundum} + \text{H}_2\text{O}$
- (3) $\text{Kaoline} \rightleftharpoons \text{Corundum} + \text{Pyrophyllite} + \text{H}_2\text{O}$
- (4) $\text{Pyrophyllite} \rightleftharpoons \text{Sillimanite (または Kyanite)} + \text{Quartz (または Coesite)} + \text{H}_2\text{O}$

7. 結 語

豊嶺鉱山産蠟石に見られる「虎石」および「目玉石」について顕微鏡観察およびX線廻折法によつて検討した結果、この「虎石」の斑状あるいは縞状部分はコランダム結晶のみよりなるものでなく、ダイアスポアの結晶が極めて特徴ある現出状態で相伴つたり、あるいは主としてダイアスポアよりなる事と、「目玉石」中にコランダムと紅柱石がその内核部に密生する事等を見出した。

筆者は豊嶺鉱山の地質状態の詳細について未だ充分な知識を得て居ず、また供試試料の採取条件を知らないので上述の研究資料に基いて試料の生成条件に関して深い理論的な考察をする事を避け、認められた現象に関してのみ簡単な推察を施した。

本研究に当り御指導を賜つた小野田セメント株式会社中央研究所末野悌六博士、東京大学教養学部岩生周一教授および湊秀雄助教授、及び試料提供の労を頂いた山元側の長谷川藤七氏に感謝の意を表する。

また本研究を発表するに当り東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室大森啓一教授に御配慮を頂いた。あわせて厚く謝意を表する。なお研究に当り当研究所紫藤文子、床次正次、宇野達二郎各氏の助力があつた事を附記して謝意に代える。

会

報

昭和 35 年度総会並びに特別講演

日 時 昭和 36 年 1 月 19 日 (木)

場 所 東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室

総会 1 月 19 日午前 11 時より昭和 35 年度総会が開かれ、出席会員は下記の 39 名、委任状 99 名で会則第 18 条に基き成立した。先ず河野義礼会長の挨拶があり、続いて議長に鈴木康三九君が選出された。物故会員に対して黙祷を捧げた後、次の議事が行なわれた。

I. 昭和 35 年度事業経過報告 牛島信義庶務常任評議員より、次の報告がなされた。

1) 会員の動静 昭和 35 年 12 月 31 日現在の会員数は正会員 855 名、特別会員 17 名、購読会員 68 名である。

2) 昭和 36 年度評議員選挙結果報告 投票者数 123、無効 3 で、当選者は次の通りである。上田潤一、牛島信義、兼子 勝、斎藤 仁、三枝守維、末野悌六、千藤忠昌、富田達、野田真三郎、早川典久、堀越義一、本多共之、増井淳一、待場 勇、吉沢 甫。

3) 集合並びに講演会 評議員会 4 回、常任評議員会 5 回、合同講演会 1 回が開かれた。

4) 会誌の発行 44 巻 1 号から 44 巻 6 号まで昭和 35 年度分が発行された。

5) 図書 昭和 35 年度の交換図書は 49 (うち外国 15) 寄贈図書 78 (外国 12) である。

II. 審議事項

1) 会則変更の件 (会則第 10 条の一部変更) 会誌月刊に伴う会費増額に対する会則変更の件に就き牛島信義庶務より提案理由の説明があり、討議の後、会誌月刊、会費 1000 円に増額することに対し、次の如き結果で可決された。但し学生会員の会費は本年度に限り据置にした。

会費増額の可否 可 103 名、否 25 名

会誌月刊・会費 1000 円の可否 可 101 名、否 25 名

2) 昭和 35 年度会計決算の承認 竹内常彦会計より昭和 35 年度会計決算の報告があり、次の如く承認された。

昭和 35 年度決算報告 (昭和 35 年 1 月 1 日～ 12 月 31 日)

収 入 の 部		支 出 の 部	
会 費 収 入	408,476 円	事 務 費	59,537 円
別 刷 及 び 増 頁 代	146,835	備 耗 品	15,910
バックナンバー代	18,576	通 信 費	10,384
雑 収 入	1,770	認 謝 金	13,232
文 部 省 助 成 金	60,000	刊 行 費	5,511
前 年 度 繰 越 金	8,066	難 費	14,500
		刊 行 費	482,755
		会 誌 出 版 費	373,104
		別 刷 出 版 費	44,521
		郵 送 費	65,130
		集 会 費	17,029
		総 会 及 び 例 会 費	12,783
		繰 越 金	4,246
			84,402
合 計	643,723	合 計	643,723

3) 昭和 36 年度会計予算の審議、竹内常彦会計より昭和 36 年度の予算案が提出され、審議の結果次の如く決定された。

昭和 36 年度予算 (昭和 36 年 1 月 1 日～ 12 月 31 日)

収 入 の 部		支 出 の 部	
会 費 収 入	770,000円	事 務 費	110,000円
別 刷 代	80,000	備 品 費	10,000
バックナンバー代	10,000	消 耗 品 費	30,000
雑 収	5,000	通 信 費	30,000
文 部 省 助 成 金	60,000	難 民 費	40,000
前 年 度 繰 越 金	84,402	刊 行 費	840,000
		会 誌 出 版 費	650,000
		別 刷 費	80,000
		郵 送 料 その 他	110,000
		集 会 費	55,000
		総 会 及 び 例 会 費	35,000
		予 備 費	20,000
			4,402
合 計	1,009,402	合 計	1,009,402

総会出席者：青木謙一郎、芦田佐吉、阿部 宏、阿部正宏、牛島信義、植田良夫、岡田 広吉、奥海 靖、大友 惇、大貫 仁、大沼晃助、小野田匡高、大森啓一、加藤磐雄、蟹沢聰史、北代吉宏、河野義礼、今野 弘、斎藤 仁、笹倉健一郎、島田昱郎、島津光大、鈴木廉三九、鈴木光郎、砂川一郎、関 寿和、高橋維一郎、田口一雄、竹内常彦、谷 正己、長谷川修三、早川典久、原 清、増井淳一、待場 勇、松本陸士、森本良平、山岡一雄、山江徳載 (五十音順)

特別講演 特別講演が次の如く午後 1 時より行なわれ、盛会であつた。

大西洋の火山見学記 (アイスランド・アゾレス及びカナリイ諸島)

東京大学地震研究所 森 本 良 平

滞英 2 年の生活をふりかえつて

地質調査所 砂 川 一 郎

尚懇親会が午後 5 時半より行なわれ、森本良平氏により「英国の現代風俗」の 8 ミリ映画が行われた。

評議員会 昭和 36 年 1 月 19 日 (木) 午前 10 時より東北大学岩鉱教室会議室で評議員会が開催された。

出席者：河野会長、牛島、大森、奥海、加藤、斎藤、鈴木、竹内、早川、(委任状 石川、上田、片山、兼子、久野、千藤、根本、野田、原田、本多、吉木) 報告事項、昭和 35 年度総会に於けると同様な報告が牛島庶務よりなされた。

審議事項 1. 会員入退会の件 正会員入会 2 名、退会 9 名、特別会員入会 2 名、購読会員退会 4 名が承認された。 2. 会則変更の件 (会則第 10 条の 1 部変更)。 3. 昭和 35 年度会計決算及び昭和 36 年度会計予算の件が審議された。

引き続き正午より昭和 36 年度第 1 回の評議員会が開催され、本年度常務委員が互選で、庶務 牛島、編集 大森、会計 竹内、行事 待場、会員 八木と決定した。

鉱物学及び結晶学

8403, Mcgovernite の結晶学

Wuensch, B. J.

Mn, Mg, Zn の複雑な含水砒珩酸塩である mcgovernite は 1927 年 New Jersey の Sterling Hill 亜鉛鉱山で発見された、赤褐色の劈開の極めて完全な雲母様鉱物である。新に X 線の研究を行った結果、これは極めて大きな格子 恒数をもつたものであることが判明した。しかもこの異常な 長週期構造は双晶或いは poly type の積み重ね等によるものではなく、このような構造をもつ物質は未だ無機化合物間では見出されていない。即ち oscillation 写真で決定し、precession 写真で確認したところによれば本鉱物の空間群は $R\bar{3}2/c$, で、 $a_0=8.22$, $c_0=205.5\text{Å}$ ($11\times 18.68\text{Å}$) の値をもっている。砒素は As^{+3} , As^{+5} として共に存在しているが、 As^{+5} 端成分として表わせば単位格子中に $6(\text{Mn}_3\text{Mg}_4\text{Zn}_2)_{15}\text{As}_2^{+5}\text{Si}_2\text{O}_{17}(\text{OH})_{14}$ を含むことになる。雲母に極めて似た表面劈開、脆さ等の性質はあるが phyllosilicate には属していない。格子恒数の類似した dixenite は $a_0=8.22$, $c_0=37.44\text{Å}$ ($2\times 18.72\text{Å}$) の値をもち、 c_0 の値は mcgovernite のその 2/11 に相当し、化学式も $(\text{Mn}, \text{Fe}, \text{Cu})_{15}\text{As}_5^{+3}(\text{Si}, \text{As}^{+5})_3\text{O}_{25}(\text{OH})_7$ で表わされ両者の類縁関係を示している。(Am. Min., 45, 937~945, 1960) [長谷川]

8404, 新しいポリタイプ proto-amphibole Gibbs, G. V., Bloss, F. D., Shell, H. R.

$\text{Li}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{MgF}_2-\text{SiO}_2$ 系を研究中新

に斜方弗素角閃石の生成を認めた。即ち LiF , Li_2CO_3 , MgF_2 , MgO , SiO_2 , CaCO_3 其の他の酸化物を混合し $1350^\circ\sim 1450^\circ\text{C}$ に熔融し、 1000°C に除冷すると角閃石その他の化合物が生成する。例えば $\text{Li}\cdot\text{LiMg}\cdot\text{Mg}_5\cdot\text{Si}_8\cdot\text{O}_{21}\text{F}_4$ の batch composition では弗素 -montmorillonoid 97% と針状の本角閃石が生成される。最初の成分如何によつて単斜角閃石、輝石類等が生成され、一般に Li を含み Ca を含まない成分の場合 proto-amphibole の生成が良好である。生成された本角閃石の化学成分の一例は SiO_2 60.68, MgO 33.51, Li_2O 2.14, Na_2O 0.17, F 5.07, Ig. Loss (350°) 0.40, 合計 101.97 で $\text{Na}_{0.05}\text{Li}_{0.64}\cdot\text{Li}_{0.48}\text{Mg}_{1.52}\cdot\text{Mg}_{5.00}\cdot\text{Si}_{7.93}\cdot\text{O}_{21.91}\text{F}_{2.09}$ に相当する。光学的性質は $\alpha=1.5759$, $\beta=1.5870$, $\gamma=1.5928$, $2V=74^\circ$ である。 c 軸に伸びた針状結晶で (110) 面が発達し、(110) と ($\bar{1}\bar{1}0$) の劈開角は $55^\circ 02'$ で天然角閃石のそれと一致する。X 線的に格子恒数は $a_0=9.330$, $b_0=17.867$, $c_0=5.286\text{Å}$ と決定され、この値を anthophyllite の $a_0=18.661$, $b_0=17.867$, $c_0=5.286\text{Å}$ と比較すると、前者の単位格子は後者の 1/2 となつている。Anthophyllite の空間群 $Pnma$ に対しこの角閃石の空間群は $Pn\bar{m}n$ 或いは $Pn2n$ と考えられ、 $Pn\bar{m}n$ とした場合の結晶構造図をあたえている。輝石類の proto-enstatite の存在にならつて本角閃石を proto-amphibole と名付けた。(Am. Min., 45, 974~989, 1960) [長谷川]

8405, 浸液法による屈折率測定のさいの鉱物粒のゼラチン固定法 Olcott, G. W.

台ガラス上に鉱物粒をゼラチンで固定しておけば、同一のスライドで浸液を繰返して使用でき、屈折率測定操作が簡単になる。更に又雲母等の劈開の著しい鉱物粒でも種々の方向にセットすることが出来、 α , β , γ の測定が可能となる。このゼラチン固定法は 1945 年 Marshall と Jeffries によつて考案されたものであるが、更に著者によつて次の如く改良された。溶液 A: 1% ゼラチン水溶液, 溶液 B: 蒸溜水 10cc に アセトン 5cc, 2% ホルマリン 2cc を加えたもの (ゼラチン軟化剤)。実際の操作は 1) 清浄なスライド硝子上に溶液 A を滴下し、熱板上で 75°~80°C に緩め乾燥させゼラチン膜をつくる。2) ゼラチン上に溶液 B を 2, 3 滴加えて拡げる。ゼラチンが軟化し粘性をもつてきたら鉱物粒を撒布しゼラチンに粘着させる。3) 熱板上で乾燥。4) 適当な浸液を滴下しカバー硝子をかけ、Becke 線を観察する。5) アセトン或いは四塩化炭素で浸液を洗滌、乾燥後浸液法を繰返す。鉱物粒は固くゼラチンに固着しており、以上の繰返の操作で外れたりしない。水溶性の結晶や、水を含む浸液には用いられない。(Am. Min., 45, 1099~1101, 1960) [長谷川]

岩石学及び火山学

8406, 火山灰流 Smith, R. L.

火山灰流を熔結凝灰岩, 軽石流, ignimbrite 等として知られている pyroclastic flow の基本的単限とし、従来種々の名前で呼ばれていたものを統一している。火山灰流堆積物の量は 0.001~10,000km³ であり、これを 7 order に分類している。1~3 の order はドームから、order 4 は火口から噴出したもので、稀にその量が 10km³ を超えること

がある。Order 5~7 の堆積物は沈降構造を伴う噴火であり、大規模の熔結凝灰岩がこの範囲に入る。火山灰流に於て大規模のものでは 12,000 平方哩, 500 立方哩を超えるものもあり、数回にわたつて噴出したものではその全量が 2000 立方哩以上にも達する。Sorting の資料から大部分の welded tuff は 70% 以上が径 4mm 以下の物質である。

Welding を支配する要素は温度、揮発成分の量とその組成、火山灰の化学組成、荷重、冷却速度及び晶出作用等である。Welding の始まりの温度は 535°C 以下であるが、この度合を支配するのは主として温度と蒸気圧であり、完全な welding にはこれらに荷重と時間が必要である。Oregon, Crater Lake の様な低温度で噴出した堆積物 (軽石流) は厚いにもかかわらず welding していない。一方南東 Idaho の高温の熔結凝灰岩は非常に薄いものであるが、高度に welding している。大部分の熔結凝灰岩はこれらの limit の間の温度で噴出したものであろう。(Bull. Geol. Soc. Am., 71, 795~842, 1960) [青木]

8407, Ireland, Carlingford complex の層状塩基性貫入岩体 Le Bas, M. J.

Carlingford complex は Ireland の東海岸にあり、長さ 6mile, 巾 4mile, 厚さ 1000feet のロポリス状複重層状貫入岩体 (multi-layered intrusion) であり、古生層 (シルリア~石炭紀) と第三紀玄武岩の間に侵入している。高アルミナ玄武岩型のマグマは 4 回にわたつて侵入し、最下部のものは約 350feet, 次が 300feet, 200feet, 最上部のものは頂部が侵蝕によつてけづられているが、150feet の厚さである。最下部のものの

ら順次進入しているが、進入後、完全に固化しないうちに次のものが来ている。マグマの貫入後 in situ に於て各々の層状貫入岩体は重力の影響下で晶出分別作用によつて分化している。各岩体の底部は橄欖石が非常に沈降集積した斑禰岩であり、上部に向つて橄欖石は次第に減少し、輝石はやゝ増加、斜長石は非常に増加し、最上部には優白質の斑禰岩ベグマタイトが生成されている。

著者は主として最下部の岩体の岩石学的研究を行なつている。単斜輝石を4個化学分析し、又光学的性質から求めた組成の両者から輝石の晶出経路を示している。その経路は Garbh Eilean 岩床(アルカリ岩系)と Skaergaard 貫入岩体(高アルミナ岩系)の中間にあるが、余り、著しい進化は示していない。岩石の化学分析は11個行なわれている。そのうちの代表的なもの5個を次に示した。

	1	2	3	4	5
SiO ₂	49.96	51.02	48.13	43.78	49.32
TiO ₂	0.40	0.29	0.25	0.22	0.45
Al ₂ O ₃	15.35	21.06	27.51	19.17	22.64
Fe ₂ O ₃	1.69	1.27	0.88	2.37	0.70
FeO	5.10	5.62	1.91	6.71	3.33
MnO	0.12	0.12	0.02	0.13	0.07
MgO	9.08	8.04	3.21	13.52	3.47
CaO	15.77	9.74	15.49	10.73	17.25
Na ₂ O	1.65	2.32	1.97	0.96	2.02
K ₂ O	0.16	0.28	0.25	0.10	0.39
H ₂ O + H ₂ O -	1.05	0.61	0.65	2.33	0.57
P ₂ O ₅	0.13	0.12	0.09	0.13	0.10
	0.03	0.01	0.02	tr	0.01
Total	100.49	100.50	100.38	100.15	100.32

1. 急冷斑禰岩 2. 急冷紫蘇輝石斑禰岩 3. 長石に富む斑禰岩 4. 橄欖石斑禰岩 5. 部分的にベグマタイトを含む優白質斑禰岩 分析者 Le Bas, M. J.

又マグマのシルリア紀堆積岩の同化作

用について議論している。(Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 114, 169~200, 1960) [青木]

8408, 火成岩の化学, I. Differentiation index (分化指数) Thornton, C. P., Tuttle, O. F.

最近の実験的研究から複合岩漿の分別結晶作用で液体が残液系の SiO₂-NaAl-SiO₄-KAlSiO₄ 系に向つて進み、終に之の系に達すると云う 1937 年の Bowen の説の正しいことが証明された。火山岩系に於て、或る岩漿が之の最終系に達する距離は残液系の Norm を計算し、組成を総計する事に依つて定量的に算出する事が出来る。之の値を differentiation index (分化指数) と称し、変化図表に対し有力な座標決定となり岩石の "basicity" を表す値である。Washington の表の 5000 個の岩石分析値から頻度分布図を求め、この図を用いて、どんな岩石分析値でも一目で総ての分析値と比較する事が出来、平均値との偏差を容易に知る事が出来る。之の頻度分布図は横軸に分化指数 (Q+Ab+Or+Ne+Kp+Lc の Norm %) を取り、縦軸に各酸化物の Wt % を取つて、その頻度を等曲線で表わしたもので、岩石分析値を之の図表に plot して行けば、その産地の岩石の分化経路を知る事が出来る。(Am. Jour. Sci., 258, 664~684, 1960) [植田]

8409, 珪酸塩中の Sr の蛍光法による定量 Fornaseri, M., Grandi, L.

1gr の試料を 5ml の過塩素酸 (70%) と 20ml の弗酸 (40%) にて分解し、残査を温水に溶かし 50ml のメスフラスコに入れ、炭酸カルシウムを塩酸に溶かし、Ca として 10,000p.p.m. を含む溶液 10ml を加えて、水を入れ 50ml にする。このうち 25ml を 50ml メスフ

ラスコに取り, Sr 標準溶液 (炭酸ストロンチウムを塩酸にとかし SrO とし 25p.p.m. を含む) を 10ml 入れ, 水を加えて 50 ml にする。(2) 残りの 25ml のものも水を加えて 50ml にし, これを炎光に用いる。Beckmann DU 型では Sr 0-10p.p.m. の場合は直線になる。

$$E_2 = (E_2)_{461} - \frac{(E_2)_{463} + (E_2)_{454}}{2}$$

$$E_1 = (E_1)_{461} - \frac{(E_1)_{463} + (E_1)_{454}}{2}$$

$$\%_{p.p.m.} = \frac{5E_1}{E_2 - E_1}$$

上式から計算して SrO の値を求める。

試料として著者等は花崗岩 G-1, 輝緑岩 W-1, 及び Rome, Capo di Bove のメリライト白榴岩を用いて実験している。G-1 は CaO を加えた場合, 258 p.p.m., 標準偏差 $\delta=5.08$, 相対誤差 $c=1.97\%$, 加えない場合 258p.p.m., $\delta=15.6$, $c=6.05\%$ であり, CaO の添加は不必要である。既発表の G-1 を分光分析で定量したものの平均は 258p.p.m. (良好な data のみ) であり, 良く一致する。また安定アイソトープ稀釈法から得られた値は 240p.p.m. であり, これともほぼ一致する。W-1 は炎光法では 151p.p.m., 分光法では 167, 稀釈法では 177 であり, 大体良く合っている。白榴岩は平均 1422p.p.m. $c=2.58\%$ であり, 1500p.p.m. の範囲でも正確に定量される。(Geochim. et Cosmochim. Acta, 19, 218~221, 1960) [青木]

8410, 火成源単斜輝石の Si-Al 関係 Kushiro, I.

火成源単斜輝石約 150 個の化学組成の研究から次の事が判つた。SiO₂ に過飽和なソレーアイトマグマから晶出した単斜輝石は Si が多く, Z 群に入る Al が

少ない。一方不飽和なアルカリ玄武岩から晶出した単斜輝石は Si が少く, Z に入る Al が多い。特に準長石類を含むマグマに於て顕著である。Skaergaard, Stillwater, Black Jack 及び伊豆・箱根のマグマから晶出した単斜輝石は分別作用が進むにつれて Si が増加し, 一方 Z に入る Al は減少している。Si に乏しいマグマでは Z に入る Si の割合が少なく, Al がこの位置をうめる割合が多い。Si-Al 置換によつて引起される荷電数の不足は Y 群に入る Ti, Al 及び Fe⁺³ によつて補なわれる。この現象は不飽和なアルカリ岩中にチタン輝石が, ごく普通に産することによつて説明される。また高温のマグマでは Z に Al が入る割合が高く, Si が入る割合が低くなってくる。しかし, 温度の影響は化学組成のものほど著るしくはない様である。(Am. Jour. Sci., 258, 548~554, 1960) [青木]

8411, California, San Francisco 湾 Angel 島産の含硬玉岩石と藍閃石片岩 Bloxam, T.W.

Angel 島の岩石は礫岩, 放散虫チャートに伴うジュラ紀の Franciscan アルコズ硬砂岩が大部分を占め, 殆ど総ての硬砂岩は塩基性乃至超塩基性の侵入岩の為変成作用を受け, 接触部では各処に硬玉を含む変質硬砂岩を生じている。始め堆積岩類中に進入した輝緑岩床もまた変成作用を受け, その長石は緑泥石, ローソン石, 硬玉に変つている。藍閃石は変質輝緑岩中に産し, 特にその周縁部に多く見られる。硬玉を含む変質硬砂岩は輝緑岩に近づくにつれて藍閃石に富み, 遂に硬玉を含まない藍閃石片岩に移り変る。化学分析の結果から脱珪酸作用並びに Fe, Mg, Ca, Ta と之に加えるに恐らく Na の附加とがあつた事が判る。変

成作用前又は同時期に行われた この交代作用は多分性質が熱水変成作用のもので、火成岩との接触部と圧碎面とに沿った局部的なものである。硬砂岩から生じた広範囲な藍閃石片岩は蛇紋岩化した輝岩岩脈に關係して生じている。蛇紋岩化作用に直接關係する熱水変成作用はその過程で硬砂岩の化学的性質を変えるのに大きな役割りを演じた。多数の大きな藍閃石片岩と含硬玉変質硬砂岩岩体とは蛇紋岩の中に構造的包裹物として産する。斜長石は存在しなく、変成作用の間に不安定となったものと思われる。一方硬玉は Fe, Mg, Ca に乏しいアルコーズ変質硬砂岩中では安定であるが、藍閃石片岩中ではそれが錐輝石質硬玉で、遂には藍閃石によつて置換されて終る。(Am. Jour. Sci., 258, 555~573, 1960) [植田]

金属鉱床学

8412, New South Wales, Emmaville 地方の Hall's Grampians における錫石鉱化作用 Lawrence, L. J.

少量の Cu-As-Pb-Zn とともに多量の Sn-W を産出する Emmaville 地方では、錫石の沈澱はペグマタイト期に始まり、熱水鉱脈期に最も盛んであり、更により低温熱水期にまで及んでいる。鉱化作用は二疊紀の堆積岩・火山岩中に進入した epi-Permian 紀の深成岩類の分化体の末期に起つている。多くの鉱脈は石英・絹雲母・緑泥石などの脈石中に多量の錫石と少量の方鉛・閃亜鉛の沈澱によつて特徴づけられているが、一石英脈では錫石は氷長石と伴ない、また他の石英脈では沸石と伴つて産する。接触変質石灰質角礫岩中の shear zone 中に、錫石とマンガン方解石・氷長石との密接な共生關係が新たに知られたが、こ

の共生關係は低温熱水性沈澱を示すものであり、この錫石の生成温度は 300°C あるいはそれよりやゝ低温と算定される。尚接触変質帯中の陽起石は分光分析で常に Sn が検出されるが、これは主鉱化作用の先駆をなした Sn イオンが角礫岩中を通過して、約 400°C で変成結晶となつた陽起石の結晶格子中に取り込まれたものと考えられる。(N. Jb. Miner., Abh., 94, Festband Ramdohr, 150~161, 1960) [山岡]

8413, スペイン Leon 州の古生層中のボーキサイト鉱床 Font-Altaba, M., Closas M., J.

ヨーロッパにおけるボーキサイト鉱床は始新世から漸新世の地層中に見出されるのを常とするが、スペイン Leon 州の Portilla de Luna では古生層中に見出される。同ボーキサイト鉱床は中部デボン紀の粘板岩を下盤とし、含化石石灰岩を上盤とするレンズ状鉱床で、長さ 250 m, 厚さ 0.8~1m を有する。ボーキササイトの平均化学成分は、 Al_2O_3 47.9%, SiO_2 15.4%, Fe_2O_3 0.3%, CaO 1.3%, MgO 0.4% で 800°C における ig. loss は 36.5%, X 線と示差熱分析によつて同定すれば、gibbsite (54~58%) と halloysite (38~32%) から成る。このボーキサイト鉱床は湿潤気候と微生物の相關作用により、粘土の紅土化作用によつて形成されたと考えられ、その後の変成作用は物質の部分的結晶作用をもたらした。同様の鉱床は中部ウラルの Iss 及び Serov にも存在する。(Econ. Geol., 55, 1285~1290, 1960) [山岡]

8414, 噴気堆積性鉱床における海底に褶曲の一例, Keltas, の金属鉱石 Maucher, A.

ドイツの東部 Pontides 鉱床区におけ

の如くになり、この中により粗粒な unit が sheet 状にとりかこまれる。然もこの粗粒な unit は、地質時間的には瞬間的なもので、その生ずる頻度、大きさ等は場所により大いに異なるので、同一海盆の異なつた場所での time-equivalents を決定することは困難となる。shallow-water では各 lithologic unit の境界は明瞭で、各々分離独立した unit である。Stratigraphic Code の面からみると、shallow-water の堆積物にはよく適合するが、deep-water では適用困難な場合が生じる。例えば、New South Wales の Tamworth 近くの deep-water 堆積物では、Goonoo Goonoo 泥岩中に幾層もの graywacke unit が挟在するが、その各々を member とすること、またこれ等をまとめて member, あるいは formation とすることも困難である。greywacke unit の間には Goonoo Goonoo 泥岩と本質的には異ならない泥岩を挟在し、greywacke はまた連続的である故、この周囲に仮想的境界を引くことなしには mapping が不可能である。このような困難は、これまでの Stratigraphic Code の基本的概念が主に shallow-water の堆積物から得られていることにより、その概念は、より大きい現象の一部から得られているに過ぎない。今後 deep-water の環境に stratigraphic な概念を適用する際には、すべて再検討を要することになろう。(Jour. Sed. Petrol., 29, 336~342, 1959) [田口]

8417, Alberta 西・中部の Wabamun group (upper Devonian) の岩相解析 Andrichuk, J.M.

Edmonton, Calgary を含む Alberta の西～中部地域の late Devonian の Wabamun group は主に carbonate rock と anhydrite とからなり、東部の

Stettler, Leduc 地区では、その厚さ 500 呎弱、西方 Rocky Mountains 地区では、1800 呎土まで増加する。上位は Mississippian の Exshaw shale が覆うが、北東部では、一部に直接 pre-Creta. の侵蝕面をもつ。この Wabamun group は basal unit, lower middle Wabamun, upper middle W., 及び upper W. に区分できる。夫々の区分単位の横変化は evaporite, dolomite, dolomite crystallinity, calcarenite 及び bioclastic の各 ratio によつて、lithofacies map 上から regional sedimentation pattern を検討した。即ち、東部より Wabamun の侵蝕地区から、evaporite, dolomite, limestone の各堆積岩区として概括されるが、本地域の油及びガスの集積の型は、西方の山麓地帯を除けばすべて stratigraphic traps で、それに 2 つの形式がある。即ち、1 つは “facies trap” で、Okotoles-East Calgary-Olds 地域のガスがこれに属し、細～中粒の dolomite 層中の intercrystalline 乃至 pinpoint porosity に帰するもので、これが microcrystalline dolomite. anhydrite の非孔隙性の上部層で覆われるものである。また High River 地域の油は孔隙性の secondary dolomite 中 (W. group の最上部) に賦存する。他の 1 つは “unconformity trap” で、Edmonton 地域の孔隙性にとむ Wabamun dolomite が Cretaceous shale で不整合に切られる部分の高位置にみられるが、その形の不規則その他で開発上には困難が伴うものと考えられる。(Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 44, 1638~1650, 1960) [加藤]

8418, 地相斜盆地の堆積作用 Knill, J.L.

英国ウェールズの古生代地相斜にみられる current flow を示す堆積構造を例

として、地向斜性堆積物にみられる地向斜の軸方向（長軸）と、これを横切る方向の2方向から供給される堆積物の重要性を強調した。この2方向に発達する facies は、これまでも “shelly” 及び “graptolitic”, 或いは “shelf” 及び “basin” の如く記載されているが、著者は特に、この2つの facies の堆積環境が対照的で、その堆積方向、供給地域の全く異なる重要性を指摘した。その軸方向に供給される堆積物は、多く turbidity current による greywacke である。同時に盆地横側には marginal facies が発達する。地向斜初期には、その発達は sharp でないが、盆地が明瞭に劃されると共に、その発達が sharp に分れる。この2つの facies の組合せは、地向斜及びこれに隣接する陸地の相対的発達如何に左右される。(Jour. Sed. Petrol., 29, 317~325, 1959) [田口]

8419, 堆積中の炭化水素が集積して原油に変化する過程に関する仮説 Baker, E. G.

現世堆積物中に発見される炭化水素と原油中のそれとでは、その成分の種類ではよく一致するが、組成割合は著しく異っている。n-パラフィンに就ていえば堆積物中のものは奇数個の炭素数を有する分子が偶数個のものよりも圧倒的に多いが、原油では奇、偶分子は殆ど同量である。原油中のメチルシクロペンタンはシクロペンタンより常に2倍程度多く、トルエンはベンゼンより4~5倍多く含まれる。原油組成パラフィン、ナフテン、芳香族三者の混合割合には変化が多いが、それには可成著しい規則性がある。かゝることは堆積物中の炭化水素には認められない。一方有機酸塩類を溶解した水中では炭化水素がミセルを形成してコロイ

ドとして溶存し、その溶存割合は有機酸塩の濃度、水の塩分濃度によつて炭化水素毎に変化している。従つて堆積物中の炭化水素の各分子濃度が地層水に対して過飽和である限り、堆積物中の炭化水素が地層水へ溶解し又はコロイドとして溶出する量は、堆積物中の有機物の量とは無関係に、水中に溶存する有機酸塩の濃度等に規定される。これが原油中の成分の組成割合に規則性を与えることになる。更に泥質堆積物から孔隙の多い砂層へ炭化水素が移動する際に有機酸塩の拡散による濃度の減少や、地層水の塩分濃度の変化等によつてコロイド状炭化水素は凝集して油滴と化すると考えられる。之が更に集積して油層を形成する。ミセル形成に必要な有機酸塩としてナフテン酸ナトリウムが地層水中に溶存していることは重要な問題であり、n-オクタンと、2:3-ジメチルヘリサン、2:2:4 トリメチルペンタンの地層水中の溶解度、コロイド形成度を実験して上述の仮説の説明を試みた。(Geochem. et Cosmochem. Acta, 19, 309~317, 1960) [牛島]

窯業 鉱物

8420, 急冷法による氷晶石一アルミナ状態図の作製 Foster, P. A.

氷晶石はGreenland産試料、 Al_2O_3 は化学試薬を用い、 Al_2O_3 3, 5, 8, 10, 11, 12, 14, 16, 18%, を混合した9試料を960° から 1095° の間に加熱し、急冷法によつて生成物を検した。氷晶石 (Na_3AlF_6) (mp. 1004°C) と Al_2O_3 は単純な共融関係にあつて、両者の間には固溶体は存在しない。その共融点は Al_2O_3 10.5% の成分で、温度は 961° と決定された。(Jour. Am. Cer. Soc., 43, 66~68, 1960) [長谷川]

分の1以上の参加を以て成立する。

第19条 評議員会は総会の決定した基本方針に従い、運営事項を審議決定する。

第20条 常任評議員会は評議員会の決議に基づいて編集、庶務、会計、行事及び会員に関する本会の業務を施行する。

第21条 評議員のもとに、その任務を助ける目的をもつて、委員若干名づゝを置くことが出来る。委員は評議員会が正会員中から選出し、会長が委嘱する。

附 則

第22条 本会々則の変更は総会の決議によつて行なう。

第23条 本会の会計年度は毎年1月1日に始り、12月31日に終る。

内規 常任評議員は在仙の評議員から選出する。

会誌月刊に伴う会費の改正並びに納入について

1月19日開催の昭和35年度総会において、本誌の刊行を月刊とし、正会員会費を年1,000円、購読会員会費を年1,800円（前納）とすることに決定しましたので、昭和36年度の上記会費未納の方は至急御納入下さる様お願い申し上げます。

尚、学生会員（大学院学生を除く）会費は本年度のみ特に据置（年500円）とすることになりましたので、学生の方は至急在学の学校、学科、学年を葉書で本会会員係宛お知らせ下さい。この届出がないと一般正会員として会費請求が行われますから御注意下さい。

投稿規定 投稿者は次の点に注意して下さい。

1. 論文は和文又は英文原著とする。和文原稿は原稿用紙に当用漢字を用いて横書、英文原稿はタイプライトすること。
2. 図は白紙又は青色印刷の方眼紙に墨又は黒色インクで大きく書き、1/2又は1/3などに縮小するのに適するよう、文字や記号を大きく書くこと。特に折り込み図の原稿は細部まで明瞭に書くこと。
3. 引用文献は論文末尾に引用順に一括して認ため、著者名、表題、掲載誌又は単行書名、巻、頁、年等の順に記すこと。
4. 別刷は30部まで経費を学会で負担するが、それ以上は実費を著者が支払うこと。

昭和36年2月1日印刷

昭和36年2月5日発行

発行所 仙台市片平丁東北大学理学部内
日本岩石鉱物鉱床学会
〔電話仙台③5111（内線311）〕
編集兼発行者 大 森 啓 一
印刷所 仙台市堤通27〔電話③2027〕
笹気出版印刷株式会社
印刷者 笹 気 幸 助

入会申込所 仙台市片平丁 東北大学理学部内 日本岩石鉱物鉱床学会
会費払込先 同 上〔振替仙台8825番〕
本会会費 一カ年分 1,000円（前納）
本誌定価 一部 150円（会員外）
© 1961

The Journal of the Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists

CONTENTS

- On the progressive alteration of manganese dioxide minerals in the Toyoguchi Mine, Iwate Prefecture..... M. Nambu and K. Tanida
Thermal study on some todorokites K. Okada
Early stage basalts from the Nasu volcanic zone K. Aoki
On the augite phenocryst in alkali basalts from the Abu district
..... Y. Oji
On the mineral composition of "Toraishi" and "Medamaishi" in pyrophyllite ore from the Toyoro Mine..... M. Amafuji

Notes and news.

Announcements from the Association, etc.

Abstracts:

Mineralogy and crystallography. Crystallography of mcgovernite, etc.

Petrology and volcanology. Ash flows, etc.

Sci. of metallic deposits. Cassiterite mineralization at Halls' Grampians, Emmaville, New South Wales, etc.

Sci. of petroleum deposits. The Surani anticline, Rumania, etc.

Ceramic minerals. The system cryolite- Al_2O_3 .

Published monthly by the Association in the Institute of
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,
Tohoku University, Sendai, Japan